e-copy by API

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XXXII

ПРИМОРСКИЙ КРАЙ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ



http://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

Главный редактор
академик А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1969

http://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ПРИМОРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XXXII

ПРИМОРСКИЙ КРАЙ

ЧАСТЬ I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редактор *И. И. Берсенев*
Соредакторы *Н. А. Беляевский, Л. А. Неволин*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1969

http://jurassic.ru/

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
БОГДАНОВ А. А.
БОРУКАЕВ Р. А.
БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И.
(зам. главного редактора)
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
ЗУБАРЕВ Б. М.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
МАГАКЬЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.
МЕННЕР В. В.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
РОГОВСКАЯ Н. В.
РОЖКОВ И. С.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВИЧ В. В.
СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
ТРОФИМУК А. А.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕГЛОВ А. Д.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXXII ТОМА

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
БЕРСЕНЕВ И. И.
ВАСИЛЬКОВСКИЙ Н. П.
ЛАВРИК В. В.
ЛИПКИН Ю. С.
НЕВОЛИН Л. А.
ОЛЕЙНИК Ю. Н.

http://jurassic.ru/

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

http://jurassic.ru/

УДК 550(571.63)

Геология СССР. Том XXXII. Приморский край. Часть 1. Геологическое описание. Коллектив авторов. М., «Недра», 1969. 696 стр.

Настоящий том является наиболее полной новейшей сводкой по геологическому строению Приморского края. В нем обобщается геологический материал, полученный в результате проведения средне- и крупномасштабных геологосъемочных, геофизических и тематических работ, осуществленных Приморским геологическим управлением и другими организациями по состоянию на 1 января 1967 г.

В томе рассматриваются физико-географические и экономические условия, история геологического изучения, стратиграфия, магматизм, тектоника, геоморфология и история геологического развития. Особое внимание уделено стратиграфии, описание которой произведено в соответствии с решениями Второго Дальневосточного стратиграфического совещания (май, 1965 г.). Описана Западно-Приморская область палеозойской консолидации, включающая зону Ханкайского массива и прилегающие к ней структурно-фациальные зоны, а также Сихотэ-Алинская область позднемеловой консолидации.

К тому приложена геологическая карта Приморского края масштаба 1 : 1 000 000, под редакцией И. И. Берсенева, составленная по состоянию на 1 января 1968 г.

Таблиц 31, иллюстраций 58, библиография — 743 названия.

2—9—1
334—69

https://rasstar.ru/

ВВЕДЕНИЕ

Том XXXII «Геология СССР» посвящен описанию геологического строения и полезных ископаемых Приморского края.

Приморский край расположен на юго-восточной окраине Советского Союза. На западе он граничит с Китайской Народной Республикой, на юго-западе — с Корейской Народно-Демократической Республикой, на севере — с Хабаровским краем, юго-восточной границей края является берег Японского моря. Описываемая территория расположена между 42° 18′—48° 23′ с. ш. и 130° 24′—139° 2′ в. д., расстояние между крайними северной и южной точками 900 *км*, наибольшая протяженность с запада на восток 430 *км*. В состав края, общая площадь которой 165,9 тыс. *км*^{2}, кроме материковой части, входят многочисленные острова, расположенные в заливе Петра Великого, — Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда, Путятин, Аскольд и др.

Территория Приморского края характеризуется сложным геологическим строением с участием разнообразных по возрасту и составу метаморфических, осадочных и изверженных пород.

Геологические исследования в Приморье начались около 100 лет назад. Многочисленные материалы, накопившиеся до начала пятидесятых годов нынешнего столетия, были обобщены в работах А. Н. Криштофовича, В. З. Скорохода, Н. А. Беляевского, П. Н. Кропоткина и др.

Широкое развитие геологосъемочных работ и палеонтологических исследований за последнее десятилетие привело к открытию новых местонахождений органических остатков. Была установлена силурийская и девонская фауна, получены почти полные разрезы каменноугольных и пермских отложений, охарактеризованные фораминиферами, уточнена стратиграфия триаса, юры, мела и кайнозоя. Новые данные по стратиграфии позволили более точно определить геологический возраст многочисленных вулканических и метаморфических толщ и интрузий. Соответственно значительно пополнились знания по тектонике, геоморфологии и истории геологического развития Приморья.

Вместе с тем некоторые важные вопросы геологии края являются невыясненными или дискуссионными. Например, не решены вопросы о возрасте нижней части разреза докембрия, о докембрийско-кембрийской границе; не подтвержден находками фауны ордовик, наличие которого предполагается в западных районах края; слабо обосновано расчленение верхнепалеозойских отложений в центральной и северной частях Приморья и мезозойских отложений в его северо-восточной части; отстают исследования по литологии и петрографии осадочных и изверженных пород; изучение глубинного строения территории края геофизическими методами находится в начальной стадии.

Авторы и редакторы стремились во всех основных главах изложить фактический материал, указывая по возможности на различные мнения в его трактовке. В последней главе приведены соображения об истории осадконакопления, развитии тектонических структур, эволюции

http://jurassic.ru/

магматизма и формирования месторождений полезных ископаемых. Естественно, что многие из вопросов, изложенных в этой главе, являются дискуссионными.

В работе над томом принимали участие геологи Приморского геологического управления (ПГУ), Второго гидрогеологического управления (2ГУ), Дальневосточного геологического института Сибирского отделения АН СССР (ДВГИ), Дальневосточного политехнического института (ДВПИ), Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) и Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ). Все авторы сами долгое время занимались изучением геологического строения Приморского края.

По мере подготовки рукописи к изданию ее отдельные части просматривали А. А. Асипов, И. О. Антушевич, Ю. П. Бидюк, А. А. Богданов, В. И. Бураго, Л. А. Баскакова, М. Н. Грамм, Г. С. Гнибиденко, М. И. Дедов, Ю. Г. Иванов, Е. Д. Касьян, А. Ф. Крамчанин, Ю. Б. Кравченко, М. Ф. Колбин, Б. В. Кочиркевич, Р. Г. Кулинич, В. П. Мишин, И. В. Мишкина, А. П. Никитина, В. И. Надежкин, В. В. Панов, Б. С. Русанов, Е. А. Радкевич, П. В. Тарасов, Ф. Г. Федчин, И. П. Черныш, Б. Д. Чемерис, В. М. Чмырев, К. С. Шашкин, Э. И. Шкурко, В. А. Ярмолюк. Всем указанным лицам авторы и редакторы выражают благодарность.

К тому приложена геологическая карта Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 под редакцией И. И. Берсенева.

Во время подготовки настоящей книги к изданию в 1967—1968 гг. были получены новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике, нашедшие отражение на этой геологической карте. В тексте они включены в виде подстрочных примечаний.

http://jurassic.ru/

Глава первая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Первые геологические исследования в Приморье были произведены одновременно с географическими в середине прошлого столетия. История геологических исследований Приморья с 1858 по 1940 г. описана в трудах В. А. Обручева «История геологических исследований Сибири» (1937—1947). Более поздние периоды геологических исследований публикуются в ряде выпусков XXIX тома «Геологической изученности СССР». Очерк истории геологических исследований приведен в работах Н. А. Беляевского и др. (1955), Л. Н. Хетчикова (1957), И. И. Берсенева (1962), а история изучения тектоники описана в работе П. Н. Кропоткина и др. (1953). Ниже рассмотрены основные результаты геологических исследований по главным этапам.

Первый этап охватывает 1858—1922 гг. Наиболее ранние сведения о геологическом строении Уссурийского края были даны географами, проводившими исследования по заданиям Русского географического общества в Российской Академии наук (М. И. Венюков, 1859, 1868; Ф. Б. Шмидт, 1859—1860; Р. Маак, 1859; И. А. Лопатин, 1854; Н. М. Пржевальский и др.). Несколько позднее от Горного ведомства проводили работы И. В. Баснин (1863) и Н. Н. Аносов (1864 г.), изучавшие золотоносные районы южной части края.

Строительство Транссибирской железнодорожной магистрали в конце XIX и начале XX века ускорили геологические исследования. Изыскательские работы вдоль трассы железной дороги проводила специальная экспедиция Горного ведомства под руководством Д. Л. Иванова (1888—1896 гг.). Первое пересечение Сихотэ-Алиня осуществил Д. В. Иванов в 1897 г. Позднее Я. С. Эдельштейн совершил ряд маршрутов по Северному и Среднему Сихотэ-Алиню. Геологические исследования в это время проводили Э. Э. Анерт (1918а, б, 1919, 1920а, б, 1921), Б. Ю. Бринер (1915), П. В. Виттенбург (1911, 1916а, б, 1918), А. Н. Криштофович (1910, 1916, 1917, 1921а, б), С. Ф. Малявкин (1910), Д. И. Мушкетов (1910), П. И. Полевой (1915, 1916, 1922) и др. В разработке стратиграфии Уссурийского края особенно велика заслуга А. Н. Криштофовича.

Им были сделаны крупные палеонтологические сборы, изучена мезозойская флора, обобщен накопленный к тому времени материал по стратиграфии и произведены сопоставления со стратиграфией Кореи и Маньчжурии.

Указанные исследователи установили, что в геологическом строении Приморья участвуют разнообразные комплексы осадочных, изверженных и метаморфических пород различного возраста. Однако преимущественно маршрутный характер исследований не позволил составить даже самой схематической геологической карты края. Значительно больше сведений было получено о полезных ископаемых. В целом на первом (дореволюционном) этапе геологических исследований были

http://jurassic.ru/

получены самые общие сведения о геологическом строении края, наметились перспективы на различные полезные ископаемые.

Второй этап (1922—1929 гг.) начался после изгнания интервентов из Советского Приморья. В эти годы во Владивостоке был организован Геологический комитет Дальнего Востока, преобразованный впоследствии в Дальневосточное отделение Геологического комитета. Его постоянные сотрудники Э. Э. Анерт, А. И. Козлов, А. Н. Козлов, А. Н. Криштофович, И. А. Преображенский, М. А. Павлов, М. К. Елиашевич, М. Н. Ивантишин, Б. М. Штемпель, П. В. Виттенбург, В. М. Дервиз, П. Н. Полевой и др. приложили немало усилий для изучения геологического строения края и освоения его минеральных богатств. Работы членов комитета были направлены главным образом на выявление и обследование месторождений минерального сырья, что значительно расширило представления о месторождениях и проявлениях различных полезных ископаемых. Одновременно комитет проводил геологические съемки угольных бассейнов — Сучанского (М. А. Павлов) и Верхне-Суйфунского (А. И. Козлов), золотоносных районов (П. П. Гудков), полуострова Муравьева-Амурского (П. В. Виттенбург), Южного Приморья (И. А. Преображенский), Майхинского района (М. А. Павлов), Угловского района (Б. М. Штемпель). В это же время развертываются палеонтологические исследования (А. Н. Криштофович, Г. Н. Фредерикс, И. В. Палибин). В конце периода выходит в свет сводная работа Э. Э. Анерта (1928).

К 1924 г. относится возобновление геологических работ в Ольга-Тетюхинском районе. И. Ф. Григорьев, изучавший в 1927 г. Верхний рудник (пос. Тетюхе), пришел к выводу о гидротермальном происхождении его руд. Подобное утверждение отвергло распространенное до того времени мнение о контактово-метаморфическом происхождении тетюхинских руд (Б. Ю. Бринер). Примерно с 1924 г. стали известны признаки оловоносности края, когда в бассейне р. Сидатун был обнаружен касситерит.

К концу второго этапа, несмотря на деятельность Дальневосточного отделения Геолкома, геологическая изученность края оставалась низкой.

Третий этап охватывает 1919—1947 гг. С 1929 г. наша страна приступила к выполнению пятилетних планов развития народного хозяйства. Индустриализация страны требовала надежной минерально-сырьевой базы. Это вызвало перестройку геологической службы, выразившуюся на Дальнем Востоке в реорганизации отделения Геолкома в крупный Дальневосточный геологоразведочный трест (ДВГРТ), который в 1936 г. был переведен из Владивостока в Хабаровск, а в 1946 г. преобразован в Дальневосточное геологическое управление. Деятельность ДВГРТ охарактеризовалась широкой постановкой геологосъемочных работ среднего масштаба. Их проводили Н. П. Батурин, П. С. Бернштейн, Г. П. Воларович, Н. Е. Гухман, Т. Д. Дубейко, В. Г. Король, Л. Б. Кривицкий, А. З. Лазарев, А. К. Матвеев, В. П. Михнович, С. А. Музылев, В. Д. Принада, З. В. Сидоренко, В. З. Скороход и др. В первую очередь работы проводились в экономически освоенных районах края.

Наряду с геологической съемкой все больший размах приобретают тематические исследования, в основном проводившиеся Всесоюзным геологическим институтом (тогда ЦНИГРИ). Эти работы осуществлялись главным образом по линии стратиграфии и палеонтологии. В 1929 г. М. Д. Залесский описал коллекции пермской флоры. С 1931 г. Д. Ф. Масленников приступил к сборам и монографическому

http://jurassic.ru/

описанию позднепалеозойских брахиопод. Используя палеонтологический метод, он разработал стратиграфическую схему верхней перми Южного Приморья. Л. Д. Кипарисова занималась монографической обработкой триасовой фауны из известняков окрестностей пос. Тетюхе. Сбор фауны и последующее ее изучение позволили определенно установить карнийский возраст известняков. Изучение триасовой и меловой флоры из угленосных отложений проводил В. Д. Принада, часто совместно с А. Н. Криштофовичем. А. Н. Криштофович и Б. М. Штемпель изучали третичную флору, Н. С. Кульжинская-Воронец — юрские иноцерамы и тригонии. Она же совместно с В. И. Бодылевским производила определения меловых фаун.

В 1932 г. вышла в свет сводная работа А. Н. Криштофовича, в которой был изложен материал по геологии и полезным ископаемым не только Приморского края, но и Дальнего Востока в целом, включая зарубежные территории. А. Н. Криштофович, выбирая лишь самые проверенные, наиболее убедительные факты, критически оценивая взгляды своих предшественников, встал на путь широкого обобщения материала. Описывая факты, он заострял внимание на неясных отрицательных сторонах исследований и намечал пути дальнейших изысканий.

В 1936 г. появилась первая сводка П. С. Бернштейна о гранитоидах Сихотэ-Алиня. Позднее, в 1946 г., С. П. Соловьев дал первый специальный очерк интрузивных пород и выделил верхнеюрские, нижнемеловые и третичные интрузии. С 1944 г. М. А. Фаворская начала систематическое изучение интрузий третичных гранитоидов, а затем и всего комплекса верхнемезозойских и кайнозойских изверженных пород. Ею составлена схема мезозойского вулканизма для Приморья и впервые дано более полное расчленение сложного комплекса интрузивных пород на ряд возрастных фаз.

С 1935 г. геологическими исследованиями в крае начинает заниматься геологический отдел, созданный при Дальневосточном филиале Академии наук (ДВФАН). В 1935 г. Г. П. Воларовичем и В. З. Скороходом была составлена первая мелкомасштабная геологическая карта Приморского края с объяснительной запиской. Дальнейшим толчком к расширению поисковых работ на олово послужило открытие Б. Б. Розиной (1934 г.) касситерита при обработке петрографической коллекции М. П. Русакова. В 1940 г. в результате поисковых работ геологами ДВГУ А. З. Лазаревым, Г. П. Воларовичем, С. Ф. Усенко и др. были открыты крупные оловянные месторождения в бассейнах рек Фудзин и Тадуши.

В 1929—1939 гг. В. С. Булыго исследовал Большое Синанчинское, Горбушинское, Мутухинское, Ахобинское полиметаллические и Тадушинское буроугольное месторождения. Он же провел поиски киновари на междуречье Кривой и Тетюхе. В 1937 г. А. З. Лазарев предложил схему тектоники южной части Дальнего Востока. В 1941 г. вышла в свет сводная работа В. З. Скорохода, обобщившего материал по геологическому строению и полезным ископаемым южной части советского Дальнего Востока.

Геологические съемки и поиски, выполненные в предвоенные годы, привели к открытию новых рудных районов с оловянным и олово-полиметаллическим оруденением, а разведочные работы уточнили данные по запасам каменных и бурых углей, строительных материалов и подземных вод края. В годы Великой Отечественной войны усилия геологов были сосредоточены в основном на геологоразведочных работах в пределах известных месторождений и рудных полей. Их выполняли

http://jurassic.ru/

геологи В. В. Бастраков, Н. М. Богатков, В. С. Булыго, В. Н. Верещагин, Н. П. Заболотная, Д. И. Ивлиев, Н. В. Колобов, М. П. Материков, В. В. Медведев, С. А. Музылев, Н. В. Овсянников, Е. С. Павлов, С. Н. Петровский, А. И. Савченко, К. А. Сорокин и др.

В первые послевоенные годы возобновились поисковые и ревизионные работы. Продолжалось изучение угольных месторождений Приморья (В. В. Медведев, А. И. Савченко и др.). Разведаны и изучены оловянные и полиметаллические руды таких месторождений Приморья, как Тетюхинское (В. С. Булыго и др.), Большое Синанчинское (В. С. Булыго, М. Н. Ивантишин и др.), Хрустальное (Н. Ф. Усенко, Р. Р. Данилов) и др. (М. П. Материков, И. Г. Игнатьев, Н. В. Колобов, Д. И. Ивлиев). Коллективом геологов под руководством М. П. Материкова был открыт Вознесенский рудный район. В 1947 г. коллектив геологов Дальневосточного геологического управления (ДВГУ) под редакцией А. А. Леонтовича составил мелкомасштабную геологическую карту южной части Дальнего Востока с объяснительной запиской.

В течение рассматриваемого этапа были разработаны основы стратиграфии осадочных и вулканогенных толщ, выделены главные эпохи тектогенеза, магматической деятельности и рудообразования, разведаны полиметаллические месторождения, открыты и разведаны оловорудные объекты, месторождения строительных материалов, угля, минеральных источников.

Однако поисками была охвачена далеко не вся территория Приморья, значительная часть ее оставалась не покрытой геологической съемкой даже мелкого масштаба. Региональные исследования по стратиграфии, тектонике, петрографии и металлогении были явно недостаточными, чтобы стать научной основой съемочных, поисковых и разведочных работ. На повестку дня стал вопрос о проведении планомерной геологической съемки среднего и крупного масштабов.

Четвертый этап (1949—1957 гг.) характеризуется резким увеличением объема геологоразведочных работ. В 1949 г. организуется Приморское геологическое управление (ПГУ), сосредоточившее в своих руках поиски и разведку почти всех видов полезных ископаемых в административных границах Приморского края. Эти работы проводят коллективы геологов, возглавляемые И. Е. Галаганом, Е. С. Павловым, Н. П. Заболотной, М. П. Материковым, В. В. Медведевым, Д. И. Ивлиевым, В. Л. Богдановичем, Ю. Г. Ивановым и др.

Необходимость расширения поисковых работ выдвинула задачу систематического среднемасштабного геологического картирования всей территории Приморья, включая площади, покрытые съемками этого масштаба в довоенные годы. Работы были начаты в 1947 г. сотрудниками ВСЕГЕИ — Н. А. Беляевским и др.; с 1948 г. — работниками Четвертого геологического управления И. И. Берсеневым (1949, 1951 гг.), Ю. М. Вдовиным (1950, 1951 гг.), С. А. Гурьевым (1951 г.), Ю. А. Ивановым (1950, 1952 гг.), А. Б. Разживиным (1951 г.), В. Г. Плахотником (1954 г.), А. А. Трепалиной (1957 г.) и др.; с 1949 г. — геологами Дальневосточной экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ), под руководством С. А. Музылева и Н. В. Иванова: О. К. Чедия (1950, 1952 гг.), Г. Г. Марченко и Е. В. Быковской (1950 г.), А. И. Фрейдиным (1950 г.), Э. П. Изохом (1951, 1953 гг.), Л. В. Вонгазом (1952 г.), А. В. Ильиным (1952 г.) и др. С 1953 г. съемку проводила Дальневосточная экспедиция ВСЕГЕИ, в которой работали Н. А. Беляевский (1952—1955 гг.), Ю. Я. Громов (1953—1955 гг.), Е. В. Быковская и К. М. Худолей (1953 г.), Г. П. Вергунов (1953—1955 гг.), Г. Г. Марченко (1956 г.), В. А. Васильев (1952 г.) и др.

http://jurassic.ru/

В результате этих исследований к концу 1955 г. почти вся территория края была покрыта среднемасштабными геологическими съемками. Поисковыми работами, проводившимися в основном методом шлихового опробования, установлена широкая полоса оловорудной минерализации, простирающаяся от Кавалеровского рудного района на северо-восток в бассейны рек Иман, Арму, Бикин, и далее за пределы края.

В бассейнах рек Иман, Арму и верхнего течения р. Бикин в 1953 г. были начаты поисковые работы, возглавлявшиеся геологами ПГУ М. П. Материковым, П. Н. Антоновым, Н. И. Лавриком и др., в результате чего были выявлены новые рудопроявления олова, полиметаллов и редких элементов. Итогом работ явилось открытие Арму-Иманского рудного района.

Первые крупномасштабные геологические съемки провели С. А. Музылев, А. Ф. Баранов, В. И. Синяков (ВСЕГЕИ) в 1947 году в восточной части Лифудзинского рудного района. С 1949 года съемки проводились ПГУ в Тетюхинском и Кавалеровском районах (Р. Г. Остроумов, А. Д. Колчина, Л. А. Неволин и др.); с 1954 г.— в верховье р. Нотто (В. Н. Силантьев), в Кировском районе (А. И. Бурдэ, Э. В. Жаров), в Спасском, Черниговском и Уссурийском районах (Ю. Н. Олейник). В результате проведенных работ были получены новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике исследованных районов.

Наряду со съемками и поисками в Приморье развернулись тематические работы. Из них стратиграфические, палеонтологические и палеоботанические исследования выполнялись в основном геологами ВСЕГЕИ. Докембрий и нижний палеозой изучал Ю. Я. Громов, верхний палеозой — Д. Ф. Масленников, М. И. Соснина, В. Е. Елисеева, Г. П. Радченко и др.; триас — Л. Д. Кипарисова и И. Н. Сребродольская; мезозой в целом по радиоляриям — А. И. Жамойда; юру — К. М. Худолей; верхнемеловые и палеогеновые эффузивы — Е. В. Быковская; третичные и четвертичные спорово-пыльцевые комплексы — М. А. Седова и Н. С. Громова; четвертичные отложения и геоморфологию — Г. С. Ганешин, Ю. Ф. Чемеков, В. В. Соловьев, А. И. Животовская и др. Много ценного материала по стратиграфии кембрия, верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя было собрано сотрудниками Геологического института АН СССР (ГИН) П. Н. Кропоткиным, С. А. Салуном и К. А. Шахварстовой; по стратиграфии кембрия и мела — В. Н. Яковлевым (ДВ ФАН СССР), триаса — И. В. Бурием (ДВПИ); по стратиграфии верхнемеловых и кайнозойских эффузивов — И. И. Берсеневым, Ю. М. Вдовиным, Ю. А. Ивановым, В. Г. Плахотником, Е. Т. Михалиной и др.; по стратиграфии четвертичных отложений — И. И. Берсеневым, Ю. Г. Струве и др.; по стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений (к началу четвертого периода) — Г. М. Власовым.

Вопросы петрологии в связи с генезисом рудных месторождений разрабатывались в Институте геологии, геохимии и минералогии рудных месторождений АН СССР (М. Г. Руб, М. А. Фаворская), Дальневосточном филиале АН СССР (Ф. К. Шипулин), Всесоюзном научно-исследовательском институте (Э. П. Изох и др.).

Тематические работы по изучению рудных месторождений в течение многих лет проводили Всесоюзный институт минерального сырья (А. Г. Теремецкая и др.), Дальневосточный филиал СО АН СССР (И. Н. Говоров и др.). Институт геологических наук АН СССР (ИГН) много лет осуществлял работы по изучению рудных месторождений и

http://jurassic.ru/

металлогении Тетюхинского, Ольгинского и других районов (коллектив под руководством Е. А. Радкевич). Сотрудники института Гипроникель детально изучили разрабатываемые оловорудные объекты (Г. А. Мельников и др.).

Попутно с геологическим картированием проводились геоморфологические наблюдения. Специальные геоморфологические исследования производили сотрудники Института географии АН СССР (В. В. Никольская), ГИН (Н. А. Лебедева) и др.

Гидрогеологические съемки выполняли работники Четвертого геологического управления: Г. А. Борщевский, Л. Н. Васильева, С. А. Гурьев, Е. Ф. Кириллова, И. В. Корытова, К. С. Машкова, В. П. Палицина, А. Б. Разживин, О. М. Семенцова, Н. В. Тараканова и др. К концу рассматриваемого этапа вся территория края, за исключением горно-таежной местности в его северо-восточной части, была покрыта гидрогеологическими съемками среднего или мелкого масштаба. Вопросы инженерной геологии решались рядом проектных и изыскательских организаций.

Огромный фактический материал, собранный в результате указанных исследований, требовал обобщений.

В 1950 г. коллектив геологов ВСЕГЕИ предложил схему тектонического районирования Дальнего Востока, построенную по принципу выделения структурно-фациальных зон. Более подробная схема структурно-тектонического районирования юга Дальнего Востока представлена в 1953 г. М. И. Иициксоном.

В 1953 г. вышла в свет работа П. Н. Кропоткина, С. А. Салуна и К. А. Шахварстовой «Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части советского Дальнего Востока». В дальнейшем П. Н. Кропоткин (1954а) при участии М. С. Нагибиной опубликовал тектоническую карту той же территории. На этих картах авторами были выделены следующие крупные структурные единицы: Ханкайский массив, Даубихинская зона, Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, Главный синклинорий Сихотэ-Алиня, Прибрежная антиклинальная зона. Почти вся территория Приморья отнесена П. Н. Кропоткиным к области мезозойской складчатости.

Одновременно с П. Н. Кропоткиным в Приморье работала группа геологов под руководством Н. А. Беляевского и С. А. Музылева, которые опубликовали тектоническую схему Приморья, несколько отличную от схемы П. Н. Кропоткина. На ней показаны Западный, Центральный и Восточный Сихотэ-Алинские структурные швы, выделенные Н. А. Беляевским (1951), Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым (1954, 1955). В 1954 г. схему тектонического районирования Приморья составил М. Г. Органов.

Крупные геологические исследования как бы завершившие четвертый этап, были выполнены ВСЕГЕИ совместно с Приморским геологическим управлением под руководством Н. А. Беляевского. Н. А. Беляевский, В. К. Елисеева, Ю. Я. Громов и В. К. Путинцев, обобщили все геологические материалы, полученные преимущественно в последнее десятилетие в результате геологосъемочных, поисковых и тематических работ.

Другой важной вехой в конце четвертого этапа было Межведомственное совещание по унификации стратиграфических схем Дальнего Востока, проведенное в г. Хабаровске в мае 1956 г. Совещание подвело итоги по стратиграфии осадочных и вулканогенных пород, развитых на территории Приморского и Хабаровского краев и Амурской области, разработало корреляционные, рабочие и унифицированные схемы с целью обеспечения среднемасштабных геологосъемочных и карто-

http://jurassic.ru/

составительских работ стратиграфической основой. Стратиграфическую схему триасовых отложений Приморья стали считать унифицированной. Подавляющее же большинство стратиграфических схем было принято в качестве рабочих. В этом сказалась еще недостаточная изученность палеонтологии и стратиграфии Дальнего Востока, в том числе и Приморья.

Пятый этап охватывает геологические исследования с 1957 г. до настоящего времени. В конце четвертого этапа были начаты, а в пятом широко развернулись работы по составлению среднемасштабных карт. В них приняли участие: А. А. Асипов, И. И. Берсенев, Ю. П. Бидюк, И. З. Бурьянова, Б. И. Васильев, Ю. Я. Громов, Ю. Б. Евланов, Е. Д. Касьян, Ф. Р. Лихт, П. В. Маркевич, В. К. Мостовой, В. И. Надежкин, Л. А. Неволин, Ю. Н. Олейник, Н. Н. Пагольский, В. Г. Плахотник, Н. С. Подгорная, И. К. Пущин, Ю. Н. Размахнин, В. Н. Силантьев, Р. И. Соколов, В. О. Соловьев и др.

В рассматриваемый период расширились крупномасштабные геологосъемочные работы. В этих работах участвовали многие геологи, перечисленные выше, а также А. Г. Аблаев, В. А. Бажанов, Ю. В. Барвинок, А. И. Бураго, А. И. Бурдэ, В. В. Ветренников, М. И. Дедов, П. С. Дыкин, А. Н. Калягин, А. Ф. Крамчанин, Е. П. Леликов, Ю. С. Липкин, Ю. И. Максименко, Н. Г. Мельник, И. В. Мишкина, Б. С. Набродов, В. А. Никогосян, Ф. А. Пискунов, В. И. Рыбалко, В. А. Сапожников, М. А. Смирнова, О. Г. Старов, С. М. Тащи, Б. Д. Чемерис, И. П. Черныш, В. М. Чмырев и др. В пределах рудных районов проводится детальная геологическая съемка с участием большого коллектива геологов под руководством И. А. Бородиной, Ю. Т. Гурулева, В. В. Берлизова и Г. Б. Нарбута.

В последнее время сотрудниками центральных научных учреждений и палеонтологами ПГУ проведены палеонтологические исследования докембрийских водорослей и кембрийских археоциат (А. Г. Вологдин, О. Г. Окунева), верхнепалеозойских фораминифер (М. И. Соснина, А. П. Никитина), пермской флоры (Г. П. Радченко, В. И. Бураго), пермских брахиопод (Б. К. Лихарев, Г. В. Котляр, И. П. Черныш), пермских мшанок, кораллов и криноидей (А. В. Киселева), триасовой флоры (И. Н. Сребродольская, С. А. Баюла), триасовой фауны (Л. Д. Кипарисова, Н. К. Жарникова), юрской фауны (Л. Д. Сибирякова, И. В. Коновалова), меловой фауны (В. Н. Верещагин, В. П. Коновалов), позднемеловой, палеогеновой и неогеновой флор (М. О. Борсук, Т. Н. Байковская, С. И. Неволина, Р. С. Климова).

Значительно расширилась работа Палинологической лаборатории ПГУ (В. С. Маркевич, Т. И. Демидова, Л. П. Караулова, Е. И. Царько, Л. А. Федорова, Е. М. Назаренко) и Лаборатории по определению абсолютного возраста горных пород (А. А. Грачева). Одновременно продолжались стратиграфические исследования. Стратиграфию докембрия изучают М. А. Мишкин, А. М. Смирнов, Ю. С. Липкин и др., кембрия — Ю. Н. Олейник, верхнего палеозоя — Б. И. Васильев, В. К. Елисеева, А. П. Никитина и Л. А. Неволин, триаса — А. И. Бураго и И. В. Бурий, юры — И. В. Коновалова, мела — В. Н. Верещагин и В. П. Коновалов, верхнемеловых и палеогеновых эффузивов — Е. В. Быковская, В. Н. Варавва, В. И. Рыбалко и Б. А. Соколов, палеогена и неогена — И. И. Берсенев и Ю. Б. Устиновский. Крупномасштабная геологическая съемка, картосоставительские и стратиграфические работы существенно уточнили, а в ряде случаев коренным образом изменили ранее сложившиеся взгляды на стратиграфию Приморья. Поэтому в ходе подготовки к изданию среднемасштабных гео-

https://jurassic.ru/

логических карт в типовую легенду серии Сихотэ-Алиня неоднократно вносились дополнения и изменения.

Результаты геологического изучения Приморья за 40 лет Советской власти обобщены И. И. Берсеневым (1962).

В мае 1965 г. во Владивостоке было проведено Второе Дальневосточное стратиграфическое совещание. Выработанные на этих совещаниях стратиграфические схемы положены в основу настоящего тома.

Магматические породы в рассматриваемый период изучались в основном в ходе геологических съемок. Тематические работы проводились в очень небольшом объеме на массивах основных пород (С. С. Зимин, З. Е. Надежкина), гранитоидов (В. А. Кигай), эффузивов мела и палеогена (И. З. Бурьянова), базальтов неогена (Е. П. Денисов).

Тектонические исследования в этот период на территории Приморья проводили И. И. Берсенев, Б. А. Иванов, А. М. Смирнов и др. Б. А. Иванов (1961) предложил схему стратиграфии, структурно-фациального и тектонического районирования Южного Сихотэ-Алиня. Вся территория Приморья разделена им на три структурно-фациальные зоны — Гродековскую, Ханкайскую и Сихотэ-Алинскую.

Новую схему тектонического районирования разработал И. И. Берсенев (1959, 1963), выделивший в пределах Приморья четыре основные структурно-фациальные области: Ханкайскую область каледонской (байкальской) складчатости, Гродековскую и Южно-Приморскую области герцинской и наложенной мезозойской складчатости и Сихотэ-Алинскую область мезозойской складчатости. Кроме того, И. И. Берсенев выделяет Южно-Сихотэ-Алинский шов широтного направления позднепалеозойского возраста, отграничивающий с юга Ханкайский массив. А. М. Смирнов (1958 г.) выделил Синкайский структурный шов, отграничивающий с севера Ханкайский массив.

Гидрогеологическую съемку среднего масштаба продолжали И. В. Корытова, Н. В. Тараканова, Е. Ф. Кириллова, И. Г. Горшунова, В. Н. Кладовщиков, Е. П. Мишахин, В. П. Феликс, Л. Н. Васильева, Ю. С. Кормилец, И. Г. Шахгельдян, А. В. Селюнин, Е. В. Николенко. В 1960 и 1965 гг. Е. Ф. Кириллова составила сводные работы по подземным водам Приморья.

Геофизические исследования в Приморье до 1950 г. выполнялись эпизодически и в малых объемах. Началом методических разработок с целью поисков месторождений олова и полиметаллов явились работы Л. Д. Берсудского (1936 г.). С 1951 г. начаты планомерные геофизические и геохимические поиски месторождений олова и полиметаллов в Юго-Восточном Приморье. Исследователи этого периода И. О. Антушевич (1963, 1964 гг.), В. А. Беда (1955 г.), Р. С. Зильберман (1956 г.), Б. К. Куклин (1952, 1953 гг.), Ю. Б. Кравченко (1956 г.), Н. П. Ченцов (1959 г.), Е. А. Ченцова (1955, 1959, 1964 гг.) накопили опыт, послуживший основой для разработки методики крупномасштабных и детальных геофизических работ на рудных объектах.

Работы геофизиков Л. З. Когана (1958, 1960 гг.), О. П. Дрыботия (1960, 1961 гг.), В. Н. Земцова (1961 г.), И. И. Кривцова (1959 г.), Е. Д. Теплых (1960, 1961, 1962 гг.), Е. А. Ченцовой (1955 г., 1959, 1964 гг.), Ю. Л. Чудинова (1960 г.) послужили основой расширения перспектив известных и открытия новых месторождений олова и свинца.

Для выяснения основных закономерностей геологического строения региона с 1957 г. начаты мелкомасштабные, а затем среднемас-

http://jurassic.ru/

штабные геофизические съемки. Геофизики Е. А. Васильев (1961 и 1962 гг.), Г. З. Гурарий, Д. Н. Петрик (1959 г.), В. В. Кучук (1961 и 1964 гг.), Р. Г. Кулинич (1961 и 1963 гг.), В. К. Клюев (1964 г.), Г. К. Шило (1960, 1961 и 1963 гг.), внесли большой вклад в дело изучения глубинной тектоники Приморья.

Металлогенические исследования, начатые Е. А. Радкевич, О. Д. Левицким, М. И. Ициксоном, Л. Н. Хетчиковым, И. Н. Говоровым и др. в предыдущие годы, в рассматриваемый период получили значительное развитие. В 1960 г. во Владивостоке была проведена конференция по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, на которой был подведен итог многолетних исследований по этой проблеме и сформулированы задачи на будущее.

Для отдельных районов и Приморского края в целом в разное время металлогенические карты были составлены В. Н. Журавлевым, Ю. Г. Ивановым, В. С. Коренбаумом, Р. Е. Остроумовым, С. Н. Петровским (совместно с З. В. Сидоренко), Ю. Н. Размахниным, И. П. Рачинской, Л. М. Руднянским, А. А. Рязанцевым. Сводная карта угленосности края составлена В. В. Медведевым и Ю. В. Щецко.

Минералогические исследования в Приморье были проведены ДВГИ под руководством Е. А. Радкевич при участии И. И. Берсенева, Ю. Г. Иванова, В. С. Коренбаума и др. Одновременно коллективом геологов — И. И. Берсеневым, Ю. Г. Ивановым, Н. В. Колобовым, Н. И. Лавриком, Ю. И. Рабиновичем под редакцией Е. А. Радкевич произведено минералогическое районирование Приморья.

В результате всех указанных выше работ в Приморье было выявлено много новых проявлений и месторождений полезных ископаемых, часть из которых имеет большое народнохозяйственное значение.

Трудом многочисленного коллектива геологов-угольщиков (Г. В. Кузнецов, В. В. Медведев, Я. В. Медведев, В. И. Подолян, И. В. Ксенофонтов, Ф. Н. Фищук и др.) значительно укреплена сырьевая база угольной промышленности края. Установлены признаки нефтегазоносности в юго-западных районах Приморья, произведено бурение глубокой (до 3000 *м*) скважины у с. Борисовки. Работами геологов Е. С. Павлова, Р. В. Короля, И. А. Бородиной, Ю. Т. Гурулева, А. Н. Седых и др. обнаружены рудные залежи под покровом эффузивов.

В Кавалеровском рудном районе совместными усилиями геологов и геофизиков (Л. М. Руднянский, В. С. Лахнюк, Б. И. Шершаков, Е. П. Сапрыкин, И. В. Трефилова, Г. Б. Нарбут, Н. П. Ченцов, И. О. Антушевич, О. П. Дрыботий, Е. Д. Теплых и др.) выявлены новые рудные тела и месторождения, значительная часть которых не выходит на поверхность или представлена с поверхности убогими рудами.

В Арму-Иманском рудном районе коллективы, руководимые геологами П. Н. Антоновым, Д. И. Ивлиевым, Н. И. Лавриком, А. Н. Ивакиным, М. П. Материковым, Б. И. Хоменко и др., открыли и разведали несколько месторождений цветных металлов. Работами Ю. С. Липкина, М. И. Черкасской, Э. И. Шкурко, А. А. Рязанцева и др., весьма существенно уточнено геологическое строение Вознесенского рудного района, что расширило его перспективы на цветные и редкие металлы, горнорудное сырье и другие полезные ископаемые.

Геофизическими поисковыми и геологосъемочными работами открыт новый — Фурмановский рудный район, расположенный к юго-юго-западу от Кавалеровского. Здесь выявлено несколько перспективных месторождений и рудопроявлений цветных металлов.

http://jurassic.ru/

Большой объем работ проведен по поискам и разведкам нерудного сырья и строительных материалов. Геологи К. В. Александров, Г. И. Астапенко, В. С. Коренбаум, С. А. Коренбаум, Г. А. Лапшин, В. В. Левицкий, А. А. Молочков, Л. А. Никифоров, В. И. Подолян, И. Н. Полторак, А. А. Пономарева, Н. Ф. Рубан, М. Л. Савицкий, И. Н. Свининников, В. К. Стадниченко, В. Л. Супряга, Н. А. Удодов, В. Г. Удодова и др. за последние годы открыли и разведали ряд месторождений нерудного сырья и строительных материалов.

http://jurassic.ru/

Глава вторая
ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

РЕЛЬЕФ

В Приморье преобладает горный рельеф. Выделяются следующие три крупные орографические области: горная страна Сихотэ-Алинь, окраина Восточно-Маньчжурского нагорья и Западно-Приморская равнина (рис. 1).

Горная страна Сихотэ-Алинь

Эта область является главным орографическим элементом Приморья. Она занимает почти весь край, за исключением его западной части, охватывая около 70% всей территории. Рассматриваемая горная страна представляет собой целую систему хребтов, протягивающихся в общем параллельно побережью Японского моря.

По абсолютной высоте и формам рельефа Сихотэ-Алинь представляет собой в основном среднегорье с преобладающими абсолютными высотами 500—1000 *м*. Отдельные вершины поднимаются значительно выше: Аник — 1933 *м*, Облачная — 1855 *м*, Высокая — 1746 *м*, Снежная — 1684 *м*. Горные вершины нигде не достигают снеговой линии. Относительные превышения составляют обычно 200—400 *м*, иногда более. Склоны гор имеют, как правило, выпуклую форму. Особенно это характерно для склонов южной экспозиции, последние обычно круче северных (рис. 2).

Главный водораздел Сихотэ-Алиня протягивается в северо-восточном направлении вдоль побережья Японского моря на расстоянии 50—150 *км* от него и имеет извилистые очертания. Абсолютные отметки его вершин 900—1600 *м*, перевалов — 450—700 *м*.

Наибольшие высоты Сихотэ-Алиня расположены западнее главного водораздела.

Восточный склон Сихотэ-Алиня имеет ширину 50—100 *км* и состоит из целого ряда коротких, сильно расчлененных хребтов различного направления. Степень расчлененности здесь наибольшая для всего Сихотэ-Алиня. Относительные превышения водоразделов над днищами близлежащих долин достигают 600—700 *м*, характерны очень крутые склоны и обрывы (рис. 3). Склоны гор оканчиваются у моря почти отвесными утесами. В северной и южной частях восточного склона Сихотэ-Алиня развиты базальтовые плато (Самаргинское, Зевинское, Шкотовское). Для этих участков характерны плоские, столообразные водоразделы и узкие, в виде каньонов, долины.

Центральный Сихотэ-Алинь расположен к северо-западу от главного водораздела. Его западная граница проходит по долинам рек Татибе, Синанча, Себучар, Улахе, Табахеза, имеющим северо-северо-восточное направление. Горные хребты имеют такое же направление и

http://jurassic.ru/

абсолютные высоты до 1800 *м*. Имеются многочисленные узкие речные долины. Их направление или совпадает с простиранием складчатых структур Сихотэ-Алиня (реки Селенга, Улахе, Арму и др.) или перпендикулярно ему (реки Фудзин, Нанца, Даданцы и др.). Крутизна склонов и расчлененность хребтов здесь несколько меньше, чем на восточном склоне.

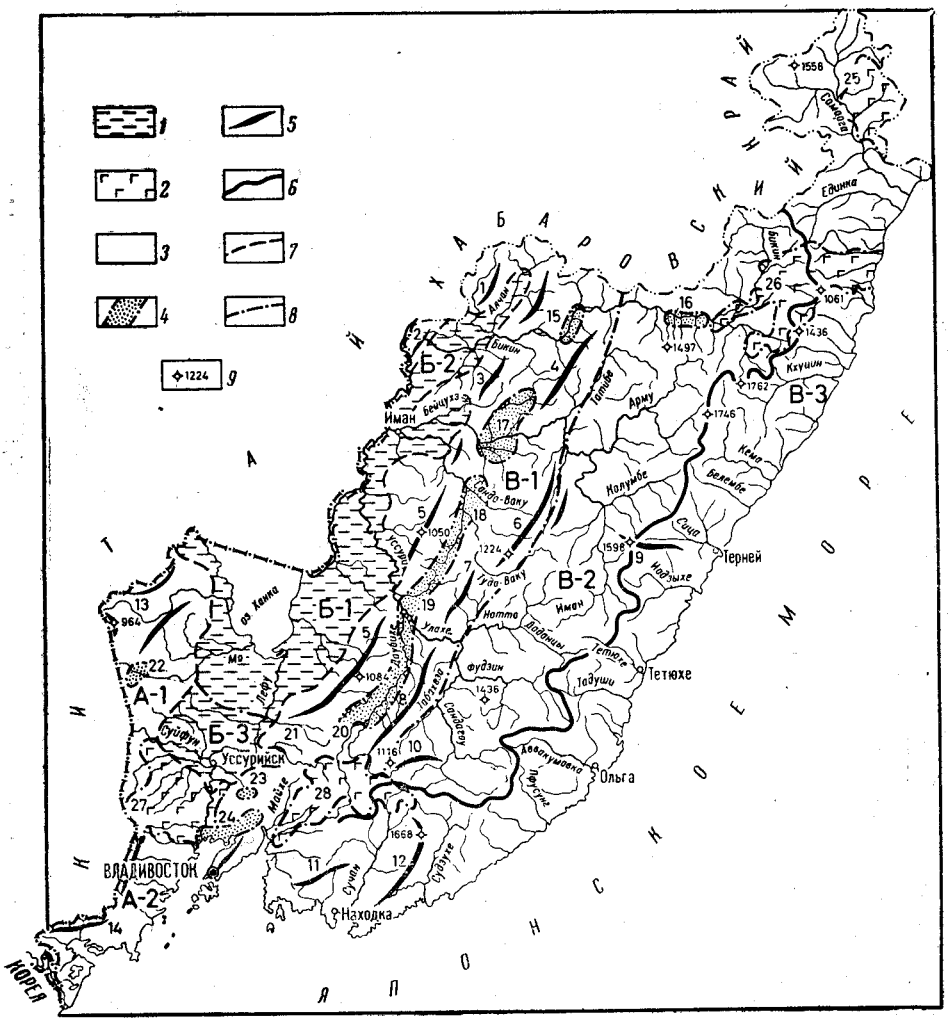


Рис. 1. Схема орогидрографии Приморского края

1 — равнины и холмистые равнины; *2* — базальтовые плато, *3* — низкие и средневысотные горы; *4* — межгорные и предгорные впадины; *5* — горные хребты; *6* — линия главного водораздела горной страны Сихотэ-Алинь; *7* — границы орографических районов; *8* — границы орографических подрайонов; *9* — горные вершины и их абсолютная высота

Орографические районы: А — окраина Восточно-Маньчжурского нагорья; Б — Западно-Приморская равнина; В — горная страна Сихотэ-Алинь. Орографические подрайоны: А-1 — Гродековский и А-2 — Хасанско-Барабашский горные районы; Б-1 — Приханкайская, Б-2 — Нижне-Бикинская и Б-3 — Суйфунская равнины, В-1 — Западный Сихотэ-Алинь, В-2 — Центральный Сихотэ-Алинь, В-3 — Восточный Сихотэ-Алинь. Горные хребты: 1 — Хай-Сан; 2 — Самурский; 3 — Силань-Шань; 4 — Боголадза; 5 — Западный Синий; 6 — Первый Перевал; 7 — Холодный; 8 — Восточный Синий; 9 — Хунтами; 10 — Синанчинский; 11 — Пиданский; 12 — Тачин-Гуан; 13 — Пограничный; 14 — Черные горы. Межгорные и предгорные впадины: 15 — Средне-Бикинская; 16 — Верхне-Бикинская; 17 — Бейцухинская; 18 — Ореховская; 19 — Шетухинская; 20 — Даубихинская; 21 — Сандуганская; 22 — Гродековская; 23 — Супутинская; 24 — Артемо-Тавричанская. Базальтовые плато: 25 — Самаргинское; 26 — Зевинское; 27 — Шуфанское; 28 — Шкотовское

http://rasstar.ru/

Западный Сихотэ-Алинь состоит из отдельных хребтов северо-восточного простирания (хребты Западный Синий и Восточный Синий, Холодный, Силань-Шань, Боголадза и др.), расчлененных в различных направлениях широкими долинами рек Даубихе, Иман и др. Высоты хребтов обычно не превышают 1000 *м*. Склоны гор более пологие



Рис. 2. Крутой интенсивно расчлененный восточный склон горы Облачной (1855 *м*). На переднем плане участок плоской седловины между главными вершинами (рис. Г. С. Ганешина)



Рис. 3. Панорама рельефа восточного склона Сихотэ-Алиня с горой Седой в бассейне р. Тетюхе (рис. Г. С. Ганешина)

в сравнении с Центральным Сихотэ-Алинем или его восточным склоном. У подножия хребтов часто имеются довольно мощные делювиальные шлейфы (западный склон хребта Синего). Наряду с хребтами здесь развиты межгорные впадины (см. рис. 1), занятые обычно речными долинами. К западу горы постепенно понижаются и переходят в холмы, развитые по периферии Западно-Приморской низменности.

Окраина Восточно-Маньчжурского нагорья

Восточно-Маньчжурское нагорье заходит в пределы Приморья лишь своей восточной частью, занимая территорию между государственной границей, оз. Ханка, р. Суйфун (на участке ее меридионального течения) и побережья Японского моря, что составляет около 10% площади края. Протяженность этой части нагорья около 350 *км*, ширина его южной части до 50 *км*, а северной до 80 *км*. Описываемое нагорье делится на три части: к северу от долины р. Суйфун располагается Гродековский горный район, в средней части — Шуфанское плато, а южнее р. Амба — Хасанско-Барабашский горный район.

В западной части Гродековского горного района расположен хребет Пограничный, где преобладают горы с абсолютными отметками 600—700 *м*, а максимальной — 964 *м* (гора Кедровая). Относительные превышения составляют 300—500 *м*. Хребет постепенно понижается на восток, переходя в низкогорье.

http://rasstic.ru/

Шуфанское плато расположено к югу и западу от р. Суйфун и севернее р. Амба. Абсолютные отметки поверхности плато 300—700 *м*. Над ровной, местами слабоувалистой поверхностью плато возвышаются отдельные куполовидные вершины с относительной высотой до 50 *м* (вершина горы Сандуга 742 *м*). Плато расчленено глубокими речными долинами с крутыми, местами обрывистыми склонами.

Хасанско-Барабашский горный район занимает юго-западную окраину Приморья. Несколько средне- и низкогорных массивов, разделенных широкими речными долинами, составляют хребет Черные Горы, по гребню которого проходит государственная граница. Наиболее высокими вершинами хребта являются горы Высотная (997 *м*) и Луна (921 *м*). Вдоль побережья залива Петра Великого протягивается низменность с абсолютными высотами 0,5—10 *м*. Над ее ровной заболоченной поверхностью со множеством озер и стариц местами возвышаются останцовые горы абсолютной высотой до 180 *м* (гора Голубиный Утес).

*Западно-Приморская равнина**

Эта равнина занимает около 20% площади Приморья. Она располагается между Восточно-Маньчжурским нагорьем и горной страной Сихотэ-Алинь. Центральную и наибольшую часть ее занимает Приханкайская равнина, протягивающаяся на 250 *км* от водораздела р. Суйфун на юге до устья р. Иман на севере. В ее внутренней части находится оз. Ханка, вокруг которого развиты болота общей площадью в несколько тысяч квадратных километров. Равнина, имея абсолютную высоту 50—70 *м*, полого наклонена к северу. По ее периферии расположены увалы с абсолютными отметками 70—150 *м*, разделенные неглубокими речными долинами. Среди равнины возвышаются холмы и группы холмов с относительными превышениями до 150 *м*. Южную часть Западно-Приморской равнины занимают долины рек Суйфун (в среднем течении) и Чихеза. К северу от Приханкайской равнины расположена Нижне-Бикинская равнина, образованная долинами рек Бикин, Уссури и Алчан в их низовьях. К западу от этой равнины расположен среднегорный Самурский хребет.

ГИДРОГРАФИЯ

С юга и юго-востока Приморский край омывается водами Японского моря. Морской берег от устья р. Судзухе до северной границы края имеет северо-северо-восточное направление. На этом участке береговая линия слабо извилистая. Отроги Сихотэ-Алиня подходят к морю, обрываясь к нему крутыми, часто почти отвесными скалами высотой 50—100 *м*. В устьях рек имеются небольшие серповидные бухты.

Западнее мыса Поворотного горные цепи пересечены береговой линией под прямым углом, что привело к образованию расчлененных берегов, богатых заливами и островами (рис. 4). Образование типично риасовых берегов связано с их погружением под уровень моря и затоп-

* В географической литературе (Ганешин, 1957; «География Приморского края», 1965) эта территория известна под названиями «Приханкайская равнина», или «Уссури-Ханкайская равнина». Термин «Западно-Приморская равнина» является более точным, под ним понимаются не только равнинные участки Приханкайского района и долины р. Уссури, но также и равнины бассейна р. Суйфун, расположенные в западной части Приморского края.— *Прим. ред.*

http://rasstia.ru/

лением устьев продольных долин, о чем свидетельствует наличие подводных русел рек, являющихся продолжением современных речных долин. Самым крупным является залив Петра Великого (площадь акватории 11,5 тыс. *км*²), в который входят заливы Америка, Восток, Уссурийский, Амурский и Посьет. Вдоль берега моря простирается обычно узкий (5—20 *м*) каменистый или песчано-галечниковый пляж, прерываемый скалами. Ниже уровня моря прослеживается на глубинах 0,5—5 *м* морская терраса шириной до 200 *м*, далее до глубины 200 *м* идет очень полого погружающийся, вероятно, террасированный шельф шириной 15—25 *км*; залив Петра Великого расположен в его пределах. Материковый склон Японского моря до глубин 2500—3000 *м* обычно крутой (25—30°), изрезанный узкими подводными каньонами.

Вдоль берегов Приморского края с северо-востока на юго-запад проходит холодное Приморское течение, тем не менее летом температура поверхностных слоев вод Японского моря в заливах достигает +22°. Зимой северная часть акватории моря, а также часть залива Петра Великого замерзает, южнее острова Русский море остается свободным от льда круглый год.

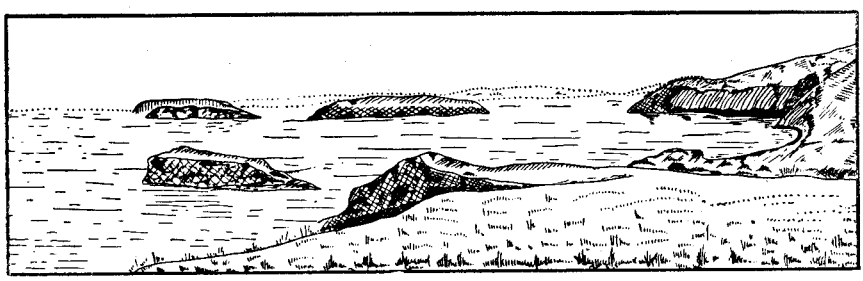


Рис. 4. Риасовый тип западного побережья Амурского залива Японского моря (рис. Г. С. Ганешина)

Самым крупным озером в крае является Ханка — 4350 *км*². Оно имеет округлую форму, наибольшая его ширина (в меридиональном направлении) составляет 95 *км*, средняя глубина 4 *м*, максимальная 10 *м*. Восточные, северные и южные берега низменные, заболоченные, западные — возвышенные. В озеро впадает несколько рек: Синтуха, Мо, Лефу, Сантахеза и др., а вытекает одна — р. Сунгача. Вода в озере пресная, дно преимущественно песчаное. Озеро Ханка является реликтом палеоген-неогенового озера, занимавшего всю современную Приханкайскую равнину. Другие значительные пресноводные водоемы в крае отсутствуют. Вдоль побережья залива Петра Великого имеются озера-лагуны с соленой водой, отшнурованные от моря песчаными косами (лагуна Тальми и др.).

Приморский край имеет густую речную сеть. Большинство рек — небольшие; из 2000 рек только 91 имеет протяженность свыше 50 *км*. Средняя густота речной сети составляет 0,7 *км* на 1 *км*².

Самой крупной водной артерией Приморья является р. Уссури, бассейн которой занимает около двух третей общей площади края. В пределах последнего протяженность реки около 400 *км* и характер ее типично равнинный (рис. 5). Река Уссури образуется от слияния двух рек — Улахе и Даубихе. На всем протяжении она принимает справа многочисленные притоки, стекающие с западного склона Сихотэ-Алиня. Наиболее крупные из них Бикин и Иман; последний в свою

http://jurassic.ru/

очередь имеет много крупных притоков, таких как Колумбе, Арму, Татибе, Бейцухе, Ваку и др. Единственным левым притоком Уссури в пределах Приморья является р. Сунгача, вытекающая из оз. Ханка.

Реки бассейна оз. Ханка — Лефу, Синтуха, Мо, Сантахеза и др. — в верховьях имеют горный характер, а в низовьях — равнинный. С восточного и южного склонов Сихотэ-Алиня в Японское море впадают реки: Самарга, Кема, Белембе, Сахамбе, Тетюхе, Тадуши, Пфусунг, Судзухе, Сучан и др. Это типично горные реки преимущественно с узкими долинами, быстрым течением и водопадами (рис. 6).



Рис. 5. Долина р. Уссури ниже Шмаковского курорта (рис. Г. С. Ганешина)

Наиболее крупной рекой Южного Приморья является Суйфун. Большая часть его бассейна находится в пределах Китая. Протяженность реки в пределах СССР составляет около 160 *км*. Остальные реки (Монгугай, Адими, Майхе и др.), впадающие в залив Петра Великого, являются типично горными и имеют небольшую протяженность.



Рис. 6. Река Горбуша в нижнем течении (фото Е. В. Неустроева)

В режиме рек Приморья выделяется три периода: зима (ноябрь — март), весна (апрель — июнь) и лето — осень (июль — октябрь). В зимний период расход рек очень небольшой, составляет лишь несколько процентов от годового. В это время многие малые реки промерзают до дна. Весной расход рек возрастает в сотни и тысячи раз в связи с приходом талых и дождевых вод. Летне-осенний период отделяется от весеннего кратковременной меженью, после чего следует длительный летне-осенний паводок, обусловленный ливневыми дождями. Объем стока в этот период обычно превышает весенний паводок. К зимней межени спад уровня идет постепенно. Модули годового стока в зависимости от величины осадков, рельефа, литологии развитых пород, ориентации долин и других факторов колеблются в очень широких

http://rasstie.ru/

пределах и составляют для рек горных районов 6—16 *л/сек·км²*, для рек Западно-Приморской равнины 3—8,5 *л/сек·км²*.

Реки Приморья играют большую роль в экономике края и прежде всего как сплавные магистрали. Многие из них являются нерестилищами лососей, используются населением для водоснабжения и рисосеяния. Реки Уссури (на всем протяжении), Иман и Бикин (в низовьях) пригодны для плавания небольших судов.

КЛИМАТ

Приморский край находится в области влияния восточноазиатских муссонов. Зимний муссон, дующий из Восточной Сибири, несет холодный сухой воздух, летний муссон доставляет с Тихого океана большое количество влаги. В результате этого зимой в Приморье стоит сухая преимущественно безоблачная погода с крепкими морозами. Высота снежного покрова незначительна. Лето отличается большой облачностью и влажностью воздуха. В первой половине лета преобладают туманы и моросящие осадки, во второй половине безоблачная и малооблачная погода прерывается обложными дождями и ливнями. Весна в крае обычно затяжная и холодная. Осень ясная, теплая, сухая.

Приморскому краю, как территории с муссонным климатом, свойственны более низкие температуры, чем на тех же широтах Европейской части Союза. Зима в Приморье является самой суровой на этих широтах по всему земному шару. Зимой снижается и среднегодовая температура; так, в г. Уссурийске она составляет +2,9° С, тогда как среднегодовые температуры Ялты и Краснодара, находящихся на тех же широтах, составляют +11, +13° С. Наблюдаются различия в тепловом режиме внутри края. Средняя годовая температура Северного Приморья +0,1°, а Южного +5,7°. На распределение температур существенное влияние оказывает Сихотэ-Алинь, смягчающий воздействие зимнего муссона на восточный склон и летнего муссона на западный. Наиболее низкие температуры наблюдаются в январе (характерны минус 10—20°); для побережья минус 12—13°, в равнинных и горных районах минус 19—22°; абсолютный зарегистрированный минимум — минус 51° (с. Картун в долине р. Иман). Самым теплым месяцем является июль (средняя температура +21°); абсолютный максимум +39° (с. Дмитриевка). Продолжительность теплого периода составляет 5—6,5 месяцев. Морозы наступают в октябре или конце сентября (в горах), прекращаются в конце апреля — начале мая.

Для Приморья, особенно Южного, характерны сильные и длительные ветры. Зимой на побережье неистовствуют штормы. Нередко в Приморье вторгаются тайфуны, с которыми в конце лета связаны сильные ливни, а зимой — обильные снегопады.

Осадки в крае распределяются очень неравномерно. Среднее многолетнее количество осадков для Западно-Приморской равнины составляет 617 *мм*; в горах количество осадков увеличивается в среднем до 800—850 *мм*, колеблясь по годам в пределах 600—1000 *мм* и даже более. Крайне неравномерно и сезонное распределение осадков: основная их масса (до 90%) в виде дождей выпадает в теплый период. Зимой осадков значительно меньше. В связи с этим высота снежного покрова в Приморье невелика (10—30 *см*, редко больше), что обусловливает довольно устойчивое сезонное промерзание почвы. Глубина промерзания на побережье 130—140 *см*, а в равнинных районах до 2 *м* и более. На северных склонах гор и в глубоких узких долинах горных ручьев сезонная мерзлота сохраняется до середины июля.

http://rasstia.ru/

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ

В Приморье различают горные и равнинные почвы. Первые характерны для Сихотэ-Алиня, вторые — для Западно-Приморской равнины. Обе разновидности почв образуются из глинистых кор выветривания в условиях высокой увлажненности при значительном прогревании.

Для горных почв характерен подзолистый тип. Этим почвам присущи структурность, высокая гумусность, благоприятный водный режим ввиду наличия щебня в глинистой массе, высокое содержание азота и кальция.

Равнинные почвы формируются в условиях еще большей увлажненности, нежели горные, что связано с высокой глинистостью материнских пород, обилием осадков и слабым поверхностным стоком. На низменных участках равнины это ведет к образованию дерново-луговых и болотных почв. Богатая травянистая растительность способствует образованию мощного гумусового горизонта. Средний горизонт (вмывания) имеет сизый цвет, свидетельствующий о наличии восстановительных процессов.

В почвах возвышенных участков равнин четко обособляется гумусовый горизонт, а также горизонты вымывания и вмывания. Эти почвы богаты перегноем и азотом и принадлежат к самым плодородным почвам края.

Растительность Приморского края чрезвычайно разнообразна, что объясняется своеобразием рельефа, климата и истории развития описываемой территории. По составу флора Приморья характеризуется смешением растительных сообществ различных типов. Так, для растительности Сихотэ-Алиня свойственно смешение холодостойкой охотской и теплолюбивой маньчжурской флор с преобладанием первой в северных, а второй в южных районах края. Другой особенностью является наличие реликтов неогеновых и палеогеновых флор, известных только в Приморье, и несколько эндемичных видов.

Леса занимают более 70% всей территории края. Характер их неоднороден. В северной части развиты преимущественно елово-пихтовые леса с участием березы, местами лиственницы. По мере продвижения на юг возрастает роль широколиственных пород. Зона смешанных хвойно-широколиственных лесов занимает широкие пространства к югу от зоны тайги. Основной фон здесь составляют кедрово-широколиственные леса с такими породами, как кедр корейский, дуб монгольский, пихта черная, клены, липы маньчжурская и амурская, ясень, ильм, тис, орех маньчжурский, бархат и др. Подлесок составляют многочисленные кустарниковые растения. Леса этой зоны являются основным объектом лесоразработок. Многие породы деревьев используются как сырье для деревообрабатывающей промышленности, другие являются медоносами (липа, клен). Имеется большое количество плодово-ягодных растений (виноград, жимолость, черемуха, голубика, малина, актинидия и др.), растений-дубителей, лекарственных растений (женьшень, элеутерококк, лимонник, валериана и др.). Амурский бархат служит ценным сырьем для изготовления пробковых материалов.

В пределах Западно-Приморской равнины преобладают травянистые растения. Для наиболее низких участков характерны плавни, водная и болотная растительность (кувшинки, стрелолист, тростники и др.). Выше располагается луговая растительность с преобладанием осок и вейников. Еще выше развиты разнотравно-вейниковые и остепненные луга. Возвышенные участки равнины наряду с разнотравием покрыты древесно-кустарниковыми зарослями, в которых из лиственных

https://rasstia.ru/

пород преобладает монгольский дуб. Луговая растительность Приханкайской равнины является основной кормовой базой животноводства.

Равнинные пространства и долины многих рек заняты пашнями. На склонах холмов расположены фруктовые сады и виноградники, площадь которых пока невелика, но быстро увеличивается.

Описанные выше особенности рельефа и растительности Приморья обусловливают его очень слабую обнаженность. Разрозненные обнажения имеются в цоколях речных террас, вдоль береговых обрывов и по гребням водоразделов. По этой причине для проведения геологической съемки и других геологических исследований необходимо проходить большое количество горных выработок.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ведущую роль в экономике края играет крупная промышленность (свыше $^4/_5$ всей валовой продукции народного хозяйства края). Первое место в объеме промышленного производства занимает рыбная промышленность. Порты Приморья служат базами крупных флотилий рыболовных, краболовных, китобойных и зверобойных судов, осуществляющих морской промысел не только в Японском море, но и в водах Тихого и Индийского океанов, в Беринговом море и у берегов Антарктиды.

Из отраслей машиностроения развита в основном судоремонтная промышленность. Из других видов машиностроения и металлообработки в крае имеются заводы по ремонту паровозов, вагонов, автомобилей, тракторов и горного оборудования, заводы по производству деревообрабатывающих станков, холодильников, стиральных машин, инструментов и других изделий. Предприятия судоремонтные и машиностроительные размещены в городах Владивостоке, Уссурийске, Находке и Арсеньеве.

Лесная и лесообрабатывающая промышленность базируется на богатейших запасах леса, в том числе весьма ценных твердолиственных пород. Крупные механизированные леспромхозы расположены во многих лесных районах. Продукция деревообрабатывающей промышленности в значительной части идет на экспорт.

Многочисленные предприятия пищевой промышленности, расположенные в г. Уссурийске и других городах и населенных пунктах, работают на местном и частично привозном сырье. В крае имеется крупный масложиркомбинат, перерабатывающий сою и морепродукты, сахарный завод, ряд мясокомбинатов, масло- и молокозаводов. Важное место в промышленном производстве Приморья занимает угольная промышленность. Основными центрами угледобычи являются города Сучан и Артем, меньшее значение пока имеют шахты вблизи поселков Таврическанка, Липовцы и Реттиховский разрез. В настоящее время в крае строится несколько новых крупных угольных разрезов.

На базе крупных месторождений полезных ископаемых быстро развивается горнорудная промышленность. В Приморье добываются олово, полиметаллические руды и горнохимическое сырье. Ряд вновь открытых и разведуемых месторождений олова, цветных металлов и других полезных ископаемых создают надежную базу для дальнейшего быстрого развития горной и создания металлургической и химической промышленности.

Промышленность строительных материалов представлена Спасским цементно-шиферным заводом и рядом заводов по производству кирпича, керамзита, перлита и других материалов. В последние годы в крае создана мощная строительная индустрия с высокомеханизиро-

http://rasstar.ru/

ванными домостроительными комбинатами и заводами железобетонных конструкций (города Владивосток, Находка, Уссурийск, Артем). Из предприятий легкой промышленности в крае имеются кожевенно-обувной комбинат, швейные фабрики и ряд других.

Высокий уровень развития имеет сельское хозяйство. Основными сельскохозяйственными культурами являются соя, рис, сахарная свекла, гречиха, кукуруза, яровая пшеница, картофель и овощи. В последние годы быстро увеличиваются площади фруктовых садов, виноградников и ягодников. Животноводство имеет мясо-молочное направление.

В крае хорошо развита сеть дорог. Кроме основной железнодорожной магистрали Москва—Хабаровск—Владивосток, имеются железные дороги Манзовка—Арсеньев—Варфоломеевка, Манзовка—Ново-Качалинск, Уссурийск—Пограничный и далее на Харбин (КНР), Барановский—Краскино—Хасан и далее в КНДР, Угольная—Сучан—Находка и другие. Вдоль железнодорожной магистрали проходит шоссе Хабаровск — Владивосток. От него отходят шоссейные дороги во многих направлениях, связывая почти все значительные населенные пункты края. Имеется густая сеть грунтовых дорог.

В Приморском крае два морских порта — Владивосток и Находка; кроме того на побережье имеются порт-пункты в поселках Ольга, Славянка, Посьет, а также на материковом побережье и на островах. Между населенными пунктами побережья осуществляется регулярное морское сообщение.

Авиационные линии связывают все районы края с Владивостоком. Последний в свою очередь связан с районами Дальнего Востока и крупнейшими городами страны авиалиниями союзного значения.

Разностороннему и быстрому развитию народного хозяйства Приморского края способствовали благоприятные природные условия и богатейшие минеральные ресурсы.

http://rasstia.ru/

Глава третья

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Территория Приморского края, расположенная в пределах внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса, охватывает на западе восточную часть Восточно-Азиатской области палеозойской складчатости, а на востоке — южную часть Сихотэ-Алинской области мезозойской складчатости. Геологическое строение территории Приморья неоднородно вследствие различного геологического развития ее отдельных частей. С верхнемеловой эпохи эти различия в значительной мере стираются. Поэтому в Приморье следует выделять древние палеозойские и мезозойские структуры и более молодые позднемеловые и кайнозойские. В соответствии с этим в томе приводятся две тектонические схемы.

За основу при тектоническом районировании в XXXII томе взята схема П. Н. Кропоткина (1954а), дополненная по схемам Н. А. Беляевского (1955, 1956), И. И. Берсенева (1963, 1964а), А. И. Бурдэ, Л. А. Неволина и В. О. Соловьева (1963), В. Н. Силантьева (1963а), А. М. Смирнова (1963а, б) и других и уточненная по данным геологических съемок и региональных геофизических работ, выполненных в последние годы (рис. 7).

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ И МЕЗОЗОЙСКИЕ (ДОСЕНОНСКИЕ) СТРУКТУРЫ

Область палеозойской складчатости

Рассматриваемая область располагается на западе Приморского края, занимая несколько меньше половины его территории. В ее пределах неоднократно проявлялись складчатые движения и внедрялись интрузии гранитоидов. В результате к концу палеозоя вся она была консолидирована и в дальнейшем подвергалась преимущественно не складчатым, а глыбовым движениям. Геологическое развитие отдельных частей области протекало неодинаково. Центральная ее часть была консолидирована в основном в среднем палеозое и затем развивалась как срединный массив. Краевые части вовлекались в погружения в пермское время и приобрели жесткость после внедрения позднепермских интрузий. На западе области среднепалеозойские интрузии не известны, и консолидация здесь произошла в результате внедрения крупных интрузий в позднепермское время.

Указанные различия в развитии и соответственно в геологическом строении позволяют выделить внутри нее следующие структурно-фациальные зоны: Ханкайскую (Ханкайский массив), Даубихинскую, Алчанскую, Западно-Приморскую и Южно-Приморскую. Границами между ними служат разломы. По некоторым зонам в дальнейшем произошли тектонические подвижки, и границы между структурами в этом случае достаточно четкие. К другим разломам было приурочено внед-

http://jurassic.ru/

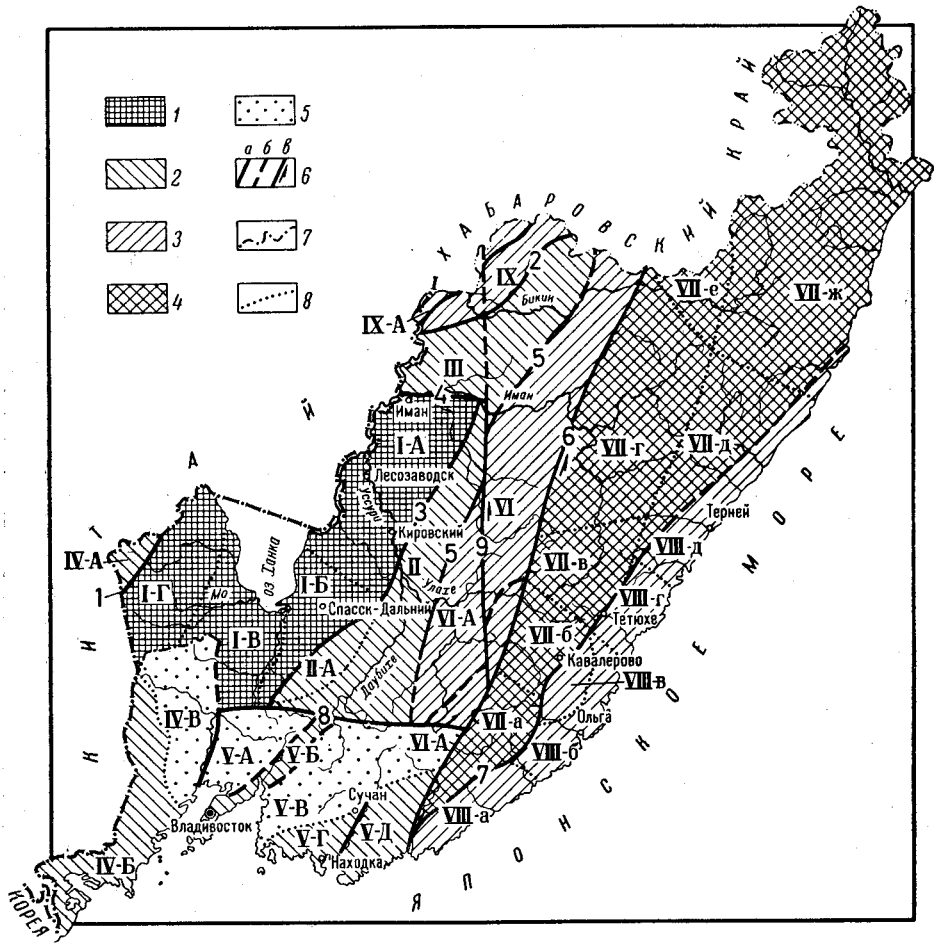


Рис. 7. Схема тектонического районирования Приморского края (досреднесенонские структуры), по И. И. Берсеневу

Область палеозойской складчатости: *1* — зона среднепалеозойской складчатости, *2* — зоны позднепалеозойской складчатости; *область мезозойской складчатости:* *3* — антиклинальные зоны, *4* — зона геосинклинального прогиба; *5* — мезозойские наложенные впадины (подзоны); *6* — структурные швы и крупные разломы: установленные (*а*), предполагаемые (*б*) и позднемеловые сдвиги (*в*); *7* — границы структурно-фациальных зон вне швов; *8* — границы структурно-фациальных подзон и рудных районов

I — Ханкайский срединный массив, подзоны: Лесозаводская (I-А), Спасская (I-Б), Вознесенская (I-В) и Гродековская (I-Г); II — Даубихинская зона с Синегорской (II-А) подзоной; III — Алчанская зона; IV — Западно-Приморская зона, подзоны: Краевская (IV-А), Хасанская (IV-Б) и Суйфунская (IV-В); V — Южно-Приморская зона, подзоны: Супутинская (V-А), Муравьевского антиклинория (V-Б), Сучано-Дадаршаньская (V-В), Дунайско-Сучанская (V-Г) и Сучано-Судзухинского антиклинория (V-Д); VI — зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня с Сандагоу-Окраинской (VI-А) подзоной; VII — зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, рудные районы: Фурмановский (VII-а), Кавалеровский (VII-б), Верхне-Иманский (VII-в), Арму-Иманский (VII-г), Верхне-Кемский (VII-д), Верхне-Бикинский (VII-е) и Самаргинский (VII-ж); VIII — Прибрежная антиклинальная зона, рудные районы: Щербаковский (VIII-а), Ольгинский (VIII-б), Восточно-Кавалеровский (VIII-в), Тетюхинский (VIII-г), Тернейский (VIII-д); IX — Бикинская зона с Култухинской (IX-А) подзоной

Структурные швы (арабские цифры на схеме): 1 — Западно-Приморский; 2 — Алчанский; 3 — Западный Сихотэ-Алинский, 4 — Иманский, 5 — Даубихинский, 6 — Центральный Сихотэ-Алинский, 7 — Прибрежный, 8 — Южно-Сихотэ-Алинский, 9 — Фудзино-Иманский сдвиг

http://jurassic.ru/

рение интрузий, третьи оказались перекрытыми позднемеловыми и кайнозойскими вулканогенно-осадочными толщами. В двух последних случаях рассматриваемые границы являются предполагаемыми.

Зона Ханкайского массива

Ханкайский массив расположен в северо-западной части Приморья, на северо-западе он уходит в пределы КНР. Его границами являются крупные разломы или структурные швы (см. рис. 7): на севере Иманский шов (4) *, расположенный по правобережью рек Иман и Бейцухе, на юго-востоке Западный Сихотэ-Алинский шов (3), проходящий вдоль хребтов, отделяющих с востока Западно-Приморскую равнину, на юге Южный Сихотэ-Алинский шов (8), идущий в широтном направлении через г. Уссурийск. Западная граница совпадает с Западно-Приморским швом (1), проходящим в северо-восточном направлении близ с. Решетниково.

Складчатый фундамент Ханкайского массива подразделяется на два комплекса пород. Нижний комплекс мощностью около 10 *км* сложен нижне- и среднепротерозойскими метаморфическими породами, характерной особенностью которых является значительная гранитизация. Верхний комплекс представлен мощной (15—20 *км*) толщей преимущественно морских геосинклинальных отложений верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия, предположительно верхнего кембрия, ордовика и силура. Эти отложения имеют слабую степень метаморфизма и смяты в крутые линейные складки, осложненные многочисленными разломами. Породы складчатого фундамента прорваны крупными интрузиями преимущественно среднепалеозойского, в меньшей мере позднепермского возраста. На глубоко денудированной поверхности пород складчатого фундамента и прорывающих их интрузий залегают континентальные слабо дислоцированные и неметаморфизованные породы верхнего структурного этажа. Они представлены пермскими, меловыми и кайнозойскими вулканогенными и осадочными отложениями общей мощностью не более 4 *км*.

Исходя из особенностей разреза, тектонических структур и минерагенической специализации, в пределах Ханкайского массива выделяются следующие структурно-фациальные подзоны: Лесозаводская, Спасская, Вознесенская и Гродековская. Они отделены друг от друга разломами, обычно перекрытыми кайнозойскими отложениями.

Лесозаводская структурно-фациальная подзона (см. рис. 7) охватывает северную часть Ханкайского массива. С юга она ограничена Шмаковской кайнозойской тектонической впадиной, расположенной в междуречье Шмаковка — Белая — Уссури. В пределах рассматриваемой подзоны развит наиболее полный разрез фундамента массива — от наиболее древних, предположительно среднепротерозойских толщ до силура.

Спасская подзона находится в центральной части массива и отделяется от Вознесенской подзоны Вадимовской и Меркушевской кайнозойскими депрессиями. Спасская зона отличается значительным распространением среднепротерозойских и кембрийских отложений, верхнепротерозойские толщи здесь слабо изучены, а нижнепротерозойские не установлены.

Вознесенская подзона занимает юго-западную часть массива. В этой подзоне развиты преимущественно верхнепротерозойские отло-

* Здесь и далее в скобках за названием структур указывается ее номер на соответствующем рисунке.

http://jurassic.ru/

жения и среднепалеозойские граниты. Южнее породы складчатого фундамента опущены и перекрыты меловыми континентальными отложениями. Эта часть Ханкайского массива входит в состав Суйфунской наложенной впадины или синклинальной зоны.

Гродековская подзона расположена в северо-западной части массива. Ее граница с Вознесенской подзоной проходит по системе разломов северо-восточного простирания, проходящих от с. Платоно-Александровское на Новогеоргиевку. Рассматриваемая подзона сложена преимущественно среднепалеозойскими гранитоидами, прорывающими в ее юго-западной части толщу морских геосинклинальных отложений, содержащих силурийскую фауну. В северной части подзоны среди гранитов местами сохранились ксенолиты или остатки кровли, сложенные предположительно докембрийскими метаморфическими породами.

На перечисленных породах залегает комплекс прибрежно-морских и континентальных терригенных, карбонатных и вулканогенных отложений пермского возраста общей мощностью до 10 *км*. Этот комплекс прорван позднепермскими интрузиями и разбит разломами.

Даубихинская зона

Даубихинская зона примыкает к Ханкайскому массиву с востока. Ее восточной границей является Даубихинский разлом (5), проходящий примерно по линии пос. Незаметный — с. Малиново — пос. Горный — восточнее г. Арсеньева. По геофизическим данным среднепалеозойский фундамент на большей части зоны погружен неглубоко, а в ее западной части кембрийские отложения выступают на дневную поверхность. Южную часть зоны занимает Ново-Гордеевский гранитный батолит, прорывающий на западе нижнекембрийские отложения. На глубоко размытой поверхности гранитов и более древних пород залегают пермские и триасовые прибрежно-морские и континентальные отложения. Выше лежит толща континентальных отложений мелового возраста. Общая мощность пермских отложений достигает 11 *км*, а мезозойских до 7 *км**. Вдоль Западного Сихотэ-Алинского структурного шва протягивается цепочка позднепермских и позднемеловых интрузий. Последние имеются и в других участках Даубихинской зоны. Пермские и мезозойские отложения на участках, где отсутствуют гранитоиды, смяты в крутые линейные складки северо-восточного направления и разбиты разломами. На остальной территории преобладают разрывные нарушения.

В юго-западной части описываемой зоны расположена Синегорская подзона, восточная граница которой условно проведена по долине р. Даубихе, а северная примерно совпадает с границами распространения гранитных интрузий. Эта подзона отличается значительным распространением кембрийских и предположительно среднепалеозойских и пермских отложений.

Алчанская зона

Алчанская зона расположена к северу от Ханкайского массива. Она имеет много общего с Даубихинской зоной, отличаясь наличием морских баррем-альбских отложений и широким развитием вулканических пород сеноман-туронского возраста (алчанской свиты).

* При описании досенонских структур мощность мезозойских отложений приводится без сенон-датских эффузивов.

http://jurassic.ru/

Западно-Приморская зона

К Западно-Приморской зоне относится юго-западная часть края и небольшой участок в пограничной полосе к западу от оз. Ханка. Эта зона подразделяется на Краевскую, Хасанскую и Суйфунскую структурно-фациальные подзоны.

Краевская подзона располагается к западу от Ханкайского массива, отделяясь от него Западно-Приморским швом. Здесь развита мощная толща преимущественно песчано-глинистых отложений, внутри которой не установлено несогласий или перерывов. Нижняя часть разреза представлена метаморфизованными породами. Вверх по разрезу метаморфизм постепенно ослабевает и в верхней части толщи породы не метаморфизованы. В верхней части разреза содержится верхнепермская фауна, а в средней — предположительно каменноугольная. На этом основании предполагается, что в данной подзоне имеется непрерывный разрез от среднего палеозоя до верхней перми. Указанные отложения смяты в складки северо-восточного простирания и прорваны интрузиями позднепермских гранитоидов.

Хасанская подзона занимает южную часть рассматриваемой области. На востоке она граничит с Южно-Приморской по акватории Амурского залива, а на северо-востоке — с Суйфунской подзоной. Граница с последней почти на всем протяжении перекрыта неогеновыми базальтами и потому условно проводится по линии: с. Полтавка — верховья рек Малая Лючихеза, Шуфан, Сандуган, Грязная — с. Барабаш — побережье Амурского залива у устья р. Монгугай. Хасанская подзона сложена преимущественно пермскими геосинклинальными морскими, прибрежно-морскими и континентальными терригенными и вулканогенными породами с линзами известняков. Предположительно среднепалеозойские отложения занимают весьма небольшую площадь на побережье.

На глубоко размытой поверхности сильно дислоцированных пермских отложений и многочисленных позднепермских интрузий у северной границы подзоны с резким угловым несогласием залегают верхнетриасовые или меловые отложения.

Суйфунская подзона представляет собой мезозойскую впадину, наложенную на среднепалеозойский и позднепалеозойский складчатые фундаменты. В северной части зоны, где фундаментом служат в основном среднепалеозойские граниты окраины Ханкайского массива, залегают нижнемеловые и сеноман-туронские континентальные отложения. На остальной площади развиты, кроме того, триасовые и юрские прибрежно-морские и континентальные осадки. Общая мощность мезозойских отложений здесь достигает 4 *км*.

Южно-Приморская зона

Южно-Приморская зона расположена в южной части края к югу от Южного Сихотэ-Алинского структурного шва (8), проходящего примерно по линии Уссурийск — с. Виноградовка — гора Иммудынза — левобережье р. Янмутьхоуза. Восточной границей зоны служит Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов (6), идущий вдоль долины р. Судзухе (см. рис. 7). В основании разреза рассматриваемой зоны залегают предположительно среднепалеозойские геосинклинальные отложения, прорванные палеозойскими интрузиями габброидов и гранитоидов. На их размытой поверхности лежит толща нижне- и верхнепермских, прибрежно-морских и континентальных осадочных и вулканогенных пород, в свою очередь прорванных позднепермскими

http://jurassic.ru/

интрузиями. Выше с угловым несогласием залегают верхнепермские морские, реже континентальные вулканогенно-осадочные отложения, также прорванные интрузиями. Весь комплекс палеозойских пород с угловым несогласием перекрывается мощной толщей мезозойских отложений, разрез которых в отдельных случаях начинается с самых верхних горизонтов перми. Общая видимая мощность палеозойских отложений составляет около 10 *км*, а мезозойских — до 12 *км*.

Южно-Приморская зона подразделяется на следующие структурно-фациальные подзоны: Супутинская, Муравьевская (Муравьевский антиклинорий), Сучано-Даданьшаньская, Дунайско-Сучанская, Сучано-Судзухинская.

Супутинская подзона представляет собой наложенную мезозойскую впадину. На западе она граничит с Суйфунской подзоной, на востоке — с Муравьевским антиклинорием. Граница с последним проходит по системе разломов, прослеживающихся от восточного побережья Амурского залива на северо-восток, причем последний отрезок границы проводится условно, так как перекрыт эффузивами. Рассматриваемая подзона сложена триасовыми, юрскими и меловыми морскими и континентальными терригенными отложениями, несогласно перекрывающими породы пермского возраста. Последние обнажаются в ядрах антиклинальных структур, в основном близ ее восточной границы.

Муравьевская подзона известна в литературе под названием Муравьевского антиклинория. Последний охватывает архипелаг Римского-Корсакова, острова Русский, Рейнеке, Попова, полуостров Муравьева-Амурского и прослеживается далее на северо-восток в бассейн р. Таудеми (Даубихинскую). В юго-западной наиболее поднятой части антиклинория обнажаются предположительно среднепалеозойские отложения. На о. Русском и близ Владивостока развита нижняя пермь. Большая же его часть сложена породами верхнепермского возраста, и лишь местами на его крыльях залегает триас. В пределах антиклинория имеются многочисленные, преимущественно позднепермские интрузии.

Сучано-Даданьшаньская подзона занимает центральную часть Южно-Приморской зоны. На юго-востоке она граничит с Дунайско-Сучанской подзоной по ломаной линии, образованной системой северо-восточных и субширотных разломов, проходящих от западного побережья полуострова Дунай до бассейна р. Герасимов Ключ на северо-востоке. Рассматриваемая подзона является наложенной мезозойской впадиной, выполненной триасовыми, юрскими и меловыми терригенными прибрежно-морскими и континентальными отложениями. В ядрах антиклинальных складок местами обнажается верхняя пермь.

Дунайско-Сучанская подзона охватывает побережье залива Петра Великого, а также нижнее и среднее течение р. Сучан и простирается на северо-восток в междуречье Сучан—Судзухе. В геологическом строении подзоны участвуют предположительно среднепалеозойские отложения, развитые в южной части зоны, палеозойские интрузии и пермские отложения, имеющие наибольшее распространение. Породы мезозойского возраста сохранились от размыва лишь в редких случаях в ядрах синклиналей или в грабенах.

Сучано-Судзухинская подзона расположена в восточной части описываемой зоны. Рассматриваемая подзона известна в литературе как одноименный антиклинорий. Последний сложен предположительно среднепалеозойскими осадочными и интрузивными породами, на которых с резким угловым несогласием местами залегают верхнепермские отложения. Небольшие площади здесь занимают породы предположительно нижнепермского и мезозойского возраста.

http://jurassic.ru/

Сихотэ-Алинская область мезозойской складчатости

К области мезозойской складчатости относится немногим более половины территории Приморья. В ее пределах выделяются четыре структурно-фациальные зоны: Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, Главного синклинория Сихотэ-Алиня, Прибрежная и Бикинская.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня*

Главный антиклинорий расположен к востоку от Алчанской и Даубихинской зон и к северу от Южно-Приморской зоны (см. рис. 7). С востока он ограничен Центральным Сихотэ-Алинским структурным швом, проходящим вдоль долин рек Татибе, Синанча (Иманская), Селенча (Фудзинская), Судзухе.

В пределах Главного антиклинория развиты преимущественно палеозойские морские геосинклинальные отложения, слагающие нижний структурный ярус. Наиболее древними из них являются глинистые сланцы, песчаники и кремнистые породы предположительно среднепалеозойского возраста, а также интрузии габброидов, развитых в южной части зоны. Возраст интрузий точно не установлен, поскольку с верхнепалеозойскими отложениями они граничат по разломам. Выше залегает улахинская серия — мощная толща глинистых сланцев, алевролитов, песчаников кремнистых пород, спилитов, порфиритов и туфов, возраст которых определяется от нижнего карбона до нижней перми включительно. Следующим членом разреза является ариаднинская свита, состоящая из песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, филлитов, туффитов и кремнистых пород. Выше с размывом и угловым несогласием залегает толща туфогенно-осадочных пород и эффузивов среднего и кислого состава верхнепермского возраста. Общая мощность палеозойских отложений оценивается в 17 тыс. *м*, хотя мощность некоторых свит при этом, вероятно, занижена.

Весь этот комплекс пород смят в крутые линейные складки северо-северо-восточного простирания, разбит разломами северо-восточного и северо-западного направлений (субмеридиональные и субширотные разломы, по-видимому, имеют более поздний возраст) и прорван небольшими интрузиями пермских габброидов и гранитоидов.

На размытой поверхности палеозойских образований с резким угловым несогласием залегают мезозойские отложения, слагающие верхний структурный ярус рассматриваемой зоны. Они сохранились от размыва на небольшой площади в краевых частях антиклинория — в Сандагоу-Окраинской синклинальной подзоне, на правобережье р. Татибе и в некоторых других местах. На одних участках разрез их начинается с самых верхних горизонтов перми, выше без видимого перерыва сменяющихся триасом, на других пермские и триасовые осадки не установлены, и на палеозое залегает юра или нижний мел. Представлены они прибрежно-морскими терригенными и вулканогенными осадками, залегающими по отношению друг друга со стратиграфическими перерывами, но без угловых несогласий. Общая мощность мезозоя достигает 6 тыс. *м*.

К юрскому интрузивному комплексу предположительно относятся небольшие интрузии основных и средних, обычно щелочных пород.

* Для краткости эта структура и зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня именуются «зона Главного антиклинория (синклинория)» или «Главный антиклинорий (синклинорий)».— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Комплекс мезозойских отложений, включая верхнюю часть верхней перми, смят в сравнительно простые складки северо-северо-восточного простирания и разбит разломами.

Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня

Главный синклинорий занимает значительную территорию к востоку от Главного антиклинория и Южно-Приморской зоны. На юго-востоке он граничит с Прибрежной зоной по Прибрежному структурному шву. Шов представлен серией надвигов, проходящих примерно по линии Тетюхе — Кавалерово—Корейская Каменка—Киевка. На северном отрезке от пос. Тетюхе до побережья моря у пос. Амгу он перекрыт эффузивами и проводится по геофизическим данным.

Главный синклинорий выполнен в основном морскими геосинклинальными отложениями мезозойского возраста. Триасовые и юрские отложения этой зоны в большинстве районов очень бедны фауной. В меловых отложениях фауна встречается чаще, но вследствие сложной тектоники, очень плохой обнаженности и близкого литологического состава разновозрастных толщ геологическое строение данной зоны изучено недостаточно. По этой причине структурно-фациальные подзоны здесь не выделяются, а для удобства последующего описания Главный синклинорий подразделен на следующие географические районы (с юго-запада на северо-восток; см. рис. 7) *: Фурмановский, Кавалеровский, Верхне-Иманский, Арму-Иманский, Верхне-Кемский, Верхне-Бикинский, Самаргинский.

В основании разреза Главного синклинория залегают верхнепермские отложения, обнажающиеся в ядрах антиклинальных структур в северо-западной части Арму-Иманского района и в восточной части Фурмановского района. Верхнепермские отложения в этих районах представлены глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, кремнями с прослоями и линзами известняков, спилитов и гравелитов.

Триасовые отложения изучены плохо из-за отсутствия руководящей фауны. В Арму-Иманском районе (в бассейне р. Татибе) толща алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, кремней и песчаников, условно относящаяся к триасу на основании фауны радиолярий, залегает на верхнепермских отложениях без существенного перерыва. В Фурмановском районе триасовые отложения представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и конгломератами.

Юрские отложения в Арму-Иманском районе, возможно, залегают на триасовых без перерыва. В других районах между триасом и юрой наблюдается перерыв или соотношения не установлены. К юре относится, в ряде случаев условно, толща алевролитов, песчаников, глинистых сланцев и кремней с линзами конгломератов и известняков.

Образования меловой системы в пределах Главного синклинория наиболее распространены. В основании разреза обычно с размывом на юрских или более древних отложениях залегает толща алевролитов, песчаников и гравелитов валанжин-берриасового возраста. Выше местами с размывом лежат алевролиты, песчаники и гравелиты готерив-альбского возраста. Вышележащая толща аналогичного состава охарактеризована альбской фауной. Она залегает на подстилающих отложениях обычно с размывом. В северной части Главного синклинория распространены песчаники, алевролиты, реже гравелиты с фауной сеномана. Разрез морских отложений венчается турон-нижнесенонской

* Эти районы соответствуют рудным (минерагеническим) районам.

http://jurassic.ru/

толщей алевролитов, песчаников, порфиритов, их туфов и конгломератов. Общая мощность мезозойских отложений в зоне Главного синклинория составляет около 20 тыс. *км*.

Описанные отложения смяты в крутые, часто опрокинутые на северо-запад складки северо-восточного направления, осложненные многочисленными разломами.

Прибрежная зона

Рассматриваемая зона расположена в юго-восточной части Приморья вдоль побережья Японского моря. В ее пределах, как и в зоне Главного синклинория, выделяются следующие географические (рудные) районы (с юго-запада на северо-восток): Щербаковский, Ольгинский, Восточно-Кавалеровский, Тетюхинский, Тернейский (см. рис. 7).

Бóльшая часть площади Прибрежной зоны перекрыта верхнемеловыми и кайнозойскими вулканогенными толщами, и породы складчатого фундамента обнажаются лишь в изолированных эрозионно-тектонических «окнах». Складчатый фундамент рассматриваемой зоны сложен верхнепалеозойскими и мезозойскими морскими геосинклинальными отложениями, имеющими обычно сокращенные мощности и отделенные друг от друга многочисленными перерывами.

В основании разреза залегают каменноугольные отложения, установленные в Щербаковском, Ольгинском и Восточно-Кавалеровском районах. Они состоят из рифогенных известняков, а во внерифовой фации — из песчаников, алевролитов и кремней. По микрофауне здесь обнаружены все ярусы карбона, кроме турнейского и намюрского.

Пермские отложения залегают согласно и с постепенным переходом на каменноугольных и имеют аналогичный состав. В пермских известняках не обнаружено фауны нижней и верхней частей верхнего отдела, что, вероятно, свидетельствует о перерывах в осадконакоплении. Общая видимая мощность верхнепалеозойских отложений в Прибрежной зоне оценивается в 2,5—3 *км*, хотя эти цифры могут быть заниженными.

Триасовые отложения развиты преимущественно в Тетюхинском и Восточно-Кавалеровском районах. Они относятся в основном к верхнему отделу. В Восточно-Кавалеровском районе они залегают с размывом на верхнем палеозое и состоят из песчаников, алевролитов и кремней с линзами известняков. В Тетюхинском районе увеличивается роль известняков, и мощность верхнего триаса возрастает.

Юрские отложения в Тетюхинском районе представлены лишь средним отделом. На карнийских отложениях с размывом залегает толща песчаников, алевролитов, кремней и конгломерато-брекчий. В Восточно-Кавалеровском районе, кроме того, известны нижнеюрские песчаники и алевролиты.

Меловая система широко распространена. В основании разреза почти повсеместно с размывом на более древних породах залегает таухинская свита, содержащая берриасовую фауну. Эта свита состоит преимущественно из алевролитов, песчаников и гравелитов. Выше с размывом залегает ключевская свита валанжинского возраста, имеющая аналогичный состав. Вышележащие толщи имеют ограниченное развитие. Предположительно готерив-барремские отложения состоят из конгломератов, песчаников и алевролитов с растительными остатками. Альбский возраст имеет толща аналогичного состава, содержащая фауну иноцерамов. Альб-сеноман представлен туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфами кислого состава. Разрез осадочных образований заканчивается петрозуевской свитой предположительно туронского возраста, сложенной алевроли-

http://jurassic.ru/

тами, туффитами и туфопесчаниками. Общая мощность мезозойских отложений в данной зоне около 8 тыс. *м*.

Описанные отложения смяты в крутые, часто опрокинутые складки северо-восточного простирания, осложненные надвигами и разломами других типов.

Бикинская зона

Бикинская зона расположена к северо-западу от Алчанской и отделена от последней одноименным швом. Бóльшая часть зоны находится за пределами Приморского края. Она сложена в основном верхнепалеозойскими геосинклинальными отложениями, на которых в наложенных прогибах залегают породы мезозойского возраста.

В основании разреза лежит толща кремней, глинистых сланцев и алевролитов с редкими линзами известняков предположительно каменноугольного возраста. К перми относится толща алевролитов, песчаников, кремнистых пород, порфиритов, их туфов с линзами известняков. Общая видимая мощность верхнего палеозоя около 9 тыс. *м*. Верхнепалеозойский комплекс пород смят в крутые складки северо-восточного простирания и прорван интрузиями позднепермских гранитоидов.

В бассейне р. Култуха расположен узкий (4—6 *км*) прогиб, простирающийся на юго-запад до долины р. Бикин, а на северо-востоке уходящий за пределы края. В этом прогибе, ограниченном системой разломов, несогласно на палеозое залегает култухинская свита, представленная в основном миндалекаменными диабазовыми порфиритами, спилитами, туфами и туфогенными алевролитами с маломощными линзами кремней и известняков общей мощностью до 2,5 *км*. Возраст ее по фауне ауцелл плохой сохранности условно принимается верхнеюрским. Описанные породы несогласно перекрыты уктурской свитой баррем-альбского возраста, представленной алевролитами, песчаниками и конгломератами общей мощностью около 3 тыс. *м*. Выше несогласно залегает вулканогенная толща сеноман-туронского возраста (алчанская свита) мощностью до 1000 *м*.

Мезозойские отложения интенсивно смяты в складки северо-восточного простирания, разбиты многочисленными разломами и прорваны интрузиями позднемеловых гранитоидов.

В течение верхнемеловой эпохи на территории Приморья происходила регрессия морских бассейнов, и последний из них, существовавший в пределах Главного синклинория, покинул его северную часть примерно в коньякский век. В конце турона в Приморье резко усилились тектонические движения, продолжавшиеся и в сеномане. В результате мезозойские отложения в зоне Главного синклинория были смяты в крутые линейные складки, разбитые многочисленными разломами. В других зонах области мезозойской складчатости дислоцированность пород обычно меньше, но и здесь местами наблюдаются опрокинутые складки, осложненные разломами. В области палеозойской складчатости мезозойские отложения образовали сравнительно простые брахиформные складки и лишь вблизи разломов, ограничивающих впадины, — крутые, сжатые, местами опрокинутые складки.

Одновременно с регрессией моря усиливался вулканизм. Одновозрастные вулканогенные породы в зонах поднятий ложились резко несогласно на ранее подвергшиеся размыву толщи, а во впадинах входили в состав туфогенно-осадочных отложений, здесь резкого несогласия между ними и подстилающими породами не наблюдается.

Позднемеловой интрузивный магматизм проявлялся длительное время в течение сенона и датского века. В начале сформировалось

http://jurassic.ru/

большинство интрузий в зоне Главного антиклинория, на прилегающих участках Главного синклинория и Южно-Приморской зоны, а затем — в Прибрежной зоне. К концу мелового периода в результате складчатости и внедрения многочисленных интрузий завершился геосинклинальный цикл развития Сихотэ-Алинской области мезозойской складчатости; эта территория приобрела жесткость и вместе с ранее консолидированной областью палеозойской складчатости начала превращаться в платформу.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Как указано выше, процесс завершения геосинклинального цикла развития области мезозойской складчатости протекал длительное время, поэтому в ряде случаев нельзя провести четкой границы между структурами складчатого фундамента и вулканогенно-осадочного чехла. В сводном стратиграфическом разрезе эта граница условно проводится несколько ниже кровли слоев, содержащих в зоне Главного синклинория турон-сенонскую морскую фауну, т. е. примерно по подошве сенона.

Сенон-датские вулканические породы покрывают около 30% площади Приморья. Наиболее широко распространены в пределах Прибрежного вулканического пояса. Вторая полоса вулканогенных пород имеет широтное направление, примерно совпадая с Южным Сихотэ-Алинским структурным швом, и называется Южно-Сихотэ-Алинской. Небольшие по площади поля верхнемеловых эффузивов встречаются на всей территории края.

В основании сенон-датского комплекса эффузивов залегают порфириты, имеющие ограниченное распространение. В Главном синклинории нижнесенонские порфириты переслаиваются с морскими туфогенно-осадочными породами, венчающими разрез геосинклинальных отложений. В Даубихинской зоне и Сучано-Даданьшаньской подзоне они входят в состав даданьшаньской свиты континентальных туфогенно-осадочных пород. В Алчанской зоне и местами в пределах Прибрежной зоны порфириты залегают согласно на туфогенной петрозуевской свите или на ее аналогах. В других районах они лежат на подстилающих породах с угловым несогласием. Максимальная мощность толщи порфиритов 800 *м*.

Вышележащий комплекс кислых эффузивов имеет наиболее полный разрез в Прибрежном вулканическом поясе. Здесь согласно на порфиритах или с резким угловым несогласием на более древних породах залегает ольгинская серия, состоящая преимущественно из туфов кварцевых порфиров общей мощностью 2000—2200 *м*. На остальной территории края нижней части ольгинской серии в прогибах соответствуют туфогенно-осадочные отложения.

В Южно-Сихотэ-Алинском поле эффузивов средней и верхней частям ольгинской серии соответствует аналогичная по составу приморская свита мощностью до 1000 *м*. Такой же мощности достигают кислые эффузивы, слагающие небольшие поля в других районах края.

Сенон-датские эффузивы выполняют тектоно-вулканические впадины. Они же залегают в форме экструзий и местами слагают покровы. Эффузивы разбиты разломами и прорваны интрузиями преимущественно гранитного состава, особенно многочисленными вблизи побережья.

Разрез верхнемеловых отложений венчается комплексом эффузивов датского возраста, развитых в тех же районах, что и нижележащий комплекс, но имеющих меньшее распространение. Нижняя часть ком-

http://jurassic.ru/

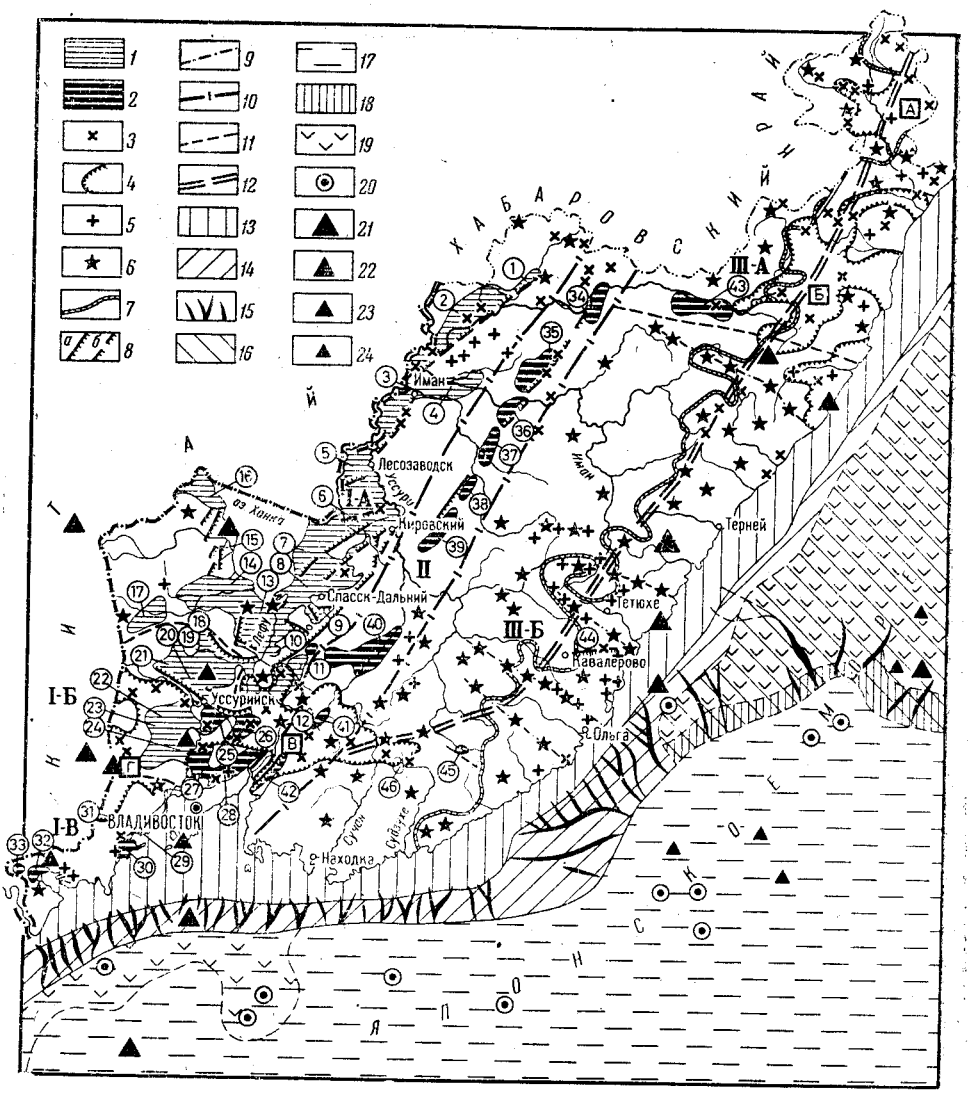


Рис. 8. Схема позднемеловых (сенон-датских) и кайнозойских структур Приморского края и прилегающей части Японского моря

Материковые структуры: *1* — кайнозойские впадины, выполненные олигоцен-миоценовыми отложениями; *2* — то же, выполненные преимущественно эоцен-олигоценовыми отложениями; *3* — центры излияния неогеновых базальтоидов; *4* — граница распространения неогеновых базальтоидов; *5* — центры излияния палеогеновых эффузивов; *6* — то же, позднемеловых эффузивов; *7* — граница распространения покровов верхнемеловых и палеогеновых эффузивов; *8* — кайнозойские сбросы установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *9* — предполагаемые разломы, контролирующие кайнозойские и верхнемеловые вулканические аппараты; *10* — границы структурных зон; *11* — границы районов; *12* — приблизительное положение оси сводового поднятия Сихотэ-Алиня в конце палеогена, в неогене и в четвертичное время. Структуры дна Японского моря: *13* — подводные части Западно-Приморской, Западно-Сихотэ-Алинской и Восточно-Сихотэ-Алинской зон в пределах шельфа; *14* — материковый склон; *15* — подводные борозды (каньоны); *16* — предполагаемый геосинклинальный прогиб; *17* — глубоководная впадина с океаническим типом земной коры; *18* — подводный склон; *19* — предполагаемые покровы эффузивов основного и среднего состава; *20* — предполагаемые подводные вулканы. Эпицентры землетрясений под земной корой (на глубине свыше 300 *км*), с магнитудой (М): *21* — 7½; *22* — от 7½ до 6½; *23* — от 6½ до 5½; *24* — от 5¼ до 4¼

Структурные зоны и районы: I — Западно-Приморская зона, районы: Приханкайский (I-А), Суйфунский (I-Б), Хасанский (I-В); II — Западно-Сихотэ-Алинская зона; III — Восточно-Сихотэ-Алинская зона, районы: Северный (III-А), Южный (III-Б). Базальтовые плато: А — Самаргинское; Б — Зевинское; В — Шкотовское; Г — Шуфанское. Кайнозойские впадины. *Западное Приморье.* Приханкайский район: 1 — Алчанская, 2 — Нижне-Бикинская, 3 — Иманская, 4 — Гоголевская, 5 — Лесозаводская, 6 — Шмаковская, 7 — Сантахезская, 8 — Спасская, 9 — Меркушевская, 10 — Манзовская, 11 — Реттиховская, 12 — Сандуганская, 13 — Вадимовская, 14 — Жариковская, 15 — Ильинская, 16 — Турьерогская, 17 — Гродековская; Суйфунский район: 18 — Раковская, 19 — Чихезская, 20 — Воздвиженская, 21 — Галенковская, 22 — Борисовская, 23 — Пушкинская, 24 — Тимофеевская, 25 — Глуховская, 26 — Супутинская, 27 — Таврическая, 28 — Артемовская; Хасанский район: 29 — Николаевская, 30 — Адиминская, 31 — Верхне-Сидеминская, 32 — Хасанская (Краскинская), 33 — Хунчунская. *Западный Сихотэ-Алинь:* 34 — Средне-Бикинская, 35 — Бейцухинская, 36 — Найцухинская (предполагаемая), 37 — Ореховская, 38 — Малиновская, 39 — Шетухинская, 40 — Даубихинская, 41 — Анучинская, 42 — Майхинская. *Восточный Сихотэ-Алинь:* 43 — Верхне-Бикинская, 44 — Тадушинская, 45 — Янмутьхоузская, 46 — Малазовская

http://jurassic.ru/

плекса сложена эффузивами среднего состава (сияновская и самаргинская свиты). Самаргинская и сияновская свиты залегают согласно, с размывом или с небольшим угловым несогласием на ольгинской серии и с резким угловым несогласием на более древних породах. Верхняя часть комплекса представлена толщей кислых эффузивов, которая в Прибрежной зоне называется винской. Общая мощность комплекса иногда достигает 2000 *м*, обычно не превышает 1000 *м*.

Датский комплекс эффузивов смят в пологие брахискладки и разбит разломами, но общая степень его дислоцированности меньше, чем у эффузивов сенон-датского возраста. Интрузии, прорывающие датские эффузивы в современном эрозионном срезе, обычно имеют меньшие размеры и распространены в основном у морского побережья.

Палеогеновые и неогеновые отложения представлены осадочными и вулканогенными породами. Первые выполняют тектонические впадины, вторые, кроме того, слагают водораздельные пространства. По особенностям разреза и распространения описываемых отложений на стратиграфическом совещании в 1965 г. территория Приморья была разделена на три зоны: Западное Приморье, Западный Сихотэ-Алинь и Восточный Сихотэ-Алинь (рис. 8).

Западное Приморье охватывает Западно-Приморскую равнину и отроги Восточно-Маньчжурских гор, Западный Сихотэ-Алинь примерно соответствует аналогичному географическому понятию, под Восточным Сихотэ-Алинем понимается остальная часть этой горной области. Западное Приморье подразделяется на три района: Приханкайский, Суйфунский и Хасанский. Условная граница между Приханкайским и Суйфунским районами проходит по водоразделам рек Тахеяж—Чихеза и Чихеза—Лефу. Граница между Суйфунским и Хасанским районами проходит по водоразделу Большая Эльдагоу—Амба. Восточный Сихотэ-Алинь подразделяется на два района — Северный и Южный, условная граница между которыми проведена по водоразделам Бикин—Иман и Кхуцин—Тахобе.

В основании разреза палеогеновых отложений залегает толща палеоценовых кислых эффузивов и туфогенно-осадочных пород, имеющих весьма ограниченное распространение и максимальную мощность 300 *м*. Эоцен-олигоценовые угленосные отложения (майтунская, назимовская и угловская свиты) имеют мощность до 800 *м* и выполняют узкие (до 10 *км*) тектонические впадины. В Восточном Сихотэ-Алине имеются лишь четыре впадины субширотного простирания, в Западном Сихотэ-Алине впадины северо-восточного простирания прослеживаются цепочкой от северной границы края до Уссурийского залива. В Суйфунском и Хасанском районах впадины широтного и северо-восточного простирания расположены в основном вдоль берегов Амурского залива и залива Петра Великого. Впадины с одной или с обеих сторон ограничены сбросами или системой ступенчатых сбросов, реже — взбросами. Во внутренних частях депрессий породы обычно залегают полого (до 10°), и разбиты лишь поперечными сбросами с небольшой (первые десятки метров) амплитудой перемещения. В краевых частях впадин местами наблюдаются крутые (до 45°) углы падения пластов.

Эоценовые базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы мощностью до 400 *м* и олигоценовые эффузивы кислого состава мощностью до 500 *м* слагают покровы, имеющие ограниченное распространение в Хасанском районе и в Восточном Сихотэ-Алине. Вблизи побережья они смяты в пологие брахискладки и разбиты сбросами обычно с небольшой амплитудой перемещения (от единиц до десятков метров).

Олигоцен-миоценовые угленосные отложения мощностью до 1000 *м* (надеждинская и усть-давыдовская свиты) залегают с размывом или

http://jurassic.ru/

согласно на угловской свите в тех же впадинах и, кроме того, широко развиты во впадинах Западного Приморья. В этих районах они залегают с резким угловым несогласием на более древних породах. Впадины, выполненные рассматриваемыми отложениями, в большинстве случаев представляют собой односторонние грабены, причем ограничивающие их сбросы обычно не выходят из фундамента в осадочный чехол. При этом в породах последнего наблюдаются лишь флексурообразные изгибы слоев.

Миоценовые и плиоценовые базальтоиды общей мощностью до 700 *м* слагают значительные по площади плато (до нескольких тысяч квадратных километров), в пределах которых залегают практически горизонтально. Центры их излияния расположены вдоль трех главных зон разломов — восточной, западной и южной. Восточная зона проходит вдоль побережья в северной части края. Вторая зона простирается в северо-восточном направлении вдоль восточной границы Западно-Приморской равнины. Третья зона имеет широтное направление и совпадает с Южным Сихотэ-Алинским швом. В пределах западной вулканической зоны центры излияния базальтов обычно расположены близ кайнозойских впадин и генетически связаны с ограничивающими их разломами. Верхнемиоценовые и плиоценовые отложения (усть-суйфунская и суйфунская свиты), сложенные галечниками, гравийниками, песками, глинами, туфами и диатомитами общей мощностью до 250 *м*, залегают практически горизонтально и развиты в основном в Западно-Приморской зоне.

Четвертичные отложения почти сплошным чехлом покрывают всю территорию края. В горах их мощность обычно не превышает 3—4 *м*, а на равнинах достигает 100 *м*.

http://jurassic.ru/

Глава четвертая

СТРАТИГРАФИЯ

В Приморском крае развиты отложения всех систем, за исключением достоверно установленного архея. Полнота разрезов в различных структурно-фациальных зонах и фациальный облик пород различны. Однако сравнительно детальная изученность стратиграфического разреза позволила произвести описание по структурно-фациальным зонам не систем в целом, а их отделов.

Исключение составляет каменноугольная система, описание которой произведено в целом вследствие ее недостаточной изученности и невозможности проведения четких границ между отделами в рифогенных известняках. Без подразделения на регионы описаны также четвертичные отложения.

Почти все стратиграфические подразделения, включая их ранг и наименование, описаны в соответствии с решениями Второго Дальневосточного стратиграфического совещания (1965 г.), за исключением поспеловской свиты, описанной в нижней перми, самаргинской свиты, отнесенной к верхнему мелу, и некоторых других. Причины изменений изложены в соответствующих разделах. Разрезы описаны снизу вверх.

Для протерозойской группы и для каждой системы более молодых отложений приведены схемы корреляции разрезов. Для таких крупных систем, как пермская и меловая, составлено по две схемы (по отделам). Вертикальные колонки схем отвечают основным структурным зонам, по которым произведено описание в тексте. Вертикальная штриховка указывает на перерыв в осадконакоплении. Знак вопроса на штриховке обозначает предполагаемый перерыв, в пустой графе — отсутствие сведений об отложениях. Несогласие изображено волнистой линией, предполагаемое несогласие — прерывистой волнистой линией. Условное положение границ между стратиграфическими подразделениями показано горизонтальной штриховой линией. Ступенчатая линия вдоль колонки разделяет фациальные разновидности.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Докембрийские толщи Приморья развиты в пределах Ханкайского массива. Они подразделяются на два мощных комплекса пород — сильно метаморфизованные толщи нижнего и среднего протерозоя и слабо метаморфизованный комплекс верхнего протерозоя, или рифея.

Метаморфические толщи нижнего и среднего протерозоя выступают на поверхность в пределах Ханкайского массива в виде полосы шириной 40—60 *км*, протягивающейся почти на 180 *км* в северо-восточном направлении от бассейна р. Спасовка до правобережья р. Бейцухе. Западнее они погребены под мощными толщами кайнозойских отложений и обнажены, по данным А. М. Смирнова, в районе городов Хулин, Хутоу и др.

http://jurassic.ru/

В настоящее время нет единого мнения о возрасте высокометаморфизованной серии Ханкайского массива. Еще А. З. Лазарев (1939б) высказывал мнение о принадлежности ее к архею. Это мнение позднее поддерживали некоторые исследователи (В. П. Солоненко, П. Н. Кропоткин, Н. А. Беляевский и др.), основываясь на ее параллелизации с разрезами Восточного Китая и Маньчжурии.

Однако в последние годы получили распространение представления о более молодом — протерозойском возрасте этой серии. Впервые сводная схема стратиграфии докембрия Приморья была предложена Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым (1955), в которой они наряду с археем и протерозоем выделили эокембрий (рифей). Предложенное ими расчленение архейского комплекса легло в основу рабочей схемы стратиграфии архея Приморья, принятой на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока в Хабаровске в 1956 г. («Решения...», 1958). Согласно этой схеме архейские образования Ханкайского массива (иманская серия) расчленены на три свиты (снизу): нахимовскую (гнейсовую), руновскую (сланцево-гнейсовую), ружинскую (мраморно-гнейсовую).

Позже Ю. Я. Громов (1959б; Громов, Путинцев, 1961) пришел к выводу, что досинийский комплекс, хотя и отличается от рифея более высокой степенью регионального метаморфизма, литологическим составом, минеральными ассоциациями и отделяется от него структурным несогласием, все же является не архейским, а протерозойским.

Однако М. Ф. Колбин, А. М. Смирнов, А. Ф. Шехоркина и П. А. Шехоркин (Колбин и др., 1960; Смирнов, 1963, 1963) среди дорифейских образований Приморья полагают целесообразным выделять архейские (?) и протерозойские комплексы. Ю. Н. Олейник, А. Ф. Крамчанин, Б. П. Пода, Ю. Н. Размахнин древнейшие образования относят к протерозою, а М. А. Мишкин и Е. П. Леликов считают возможным выделить среди них и архейские толщи.

Несмотря на дискуссионный характер вопроса, большинство исследователей в настоящее время признают наличие в составе доверхнепротерозойских образований Приморья двух разновозрастных комплексов (серий). Основанием для их выделения служат следующие данные.

1. Выделяемые комплексы различаются по литолого-петрографическому составу. Для нижнего комплекса наряду с мощными толщами карбонатных пород характерны ассоциации высокоглиноземистых сланцев и кварцитов. В составе верхнего комплекса основную роль играют первично терригенные и эффузивно-терригенные образования (биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы). В верхней части комплекса среди первичных пород существенное значение приобретают кремнисто- и глинисто-карбонатные разности (диопсидовые и биотит-диопсидовые сланцы).

2. Комплексы различаются характером проявленного в них магматизма и степенью метаморфизма. Интрузивные образования основного состава представлены различными кристаллическими сланцами и амфиболитами, среди которых в нижнем комплексе установлены роговообманковые, пироксен-роговообманковые, двупироксеновые, пироксен-оливиновые, а в верхнем — роговообманковые разности. Гранитоидный магматизм выразился в повсеместной гранитизации и мигматизации пород нижнего комплекса и проявлен локально в более молодых образованиях. С зонами гранитизации связаны мелкие секущие тела различных по составу гранитов. Породы нижнего комплекса относятся к высокотемпературной ортоклаз-кордиерит-гранатовой фации метаморфизма. Минеральные парагенезисы пород верхнего комплекса отвечают более низкотемпературным ортоклаз-биотит-силлиманитовой и частично

http://jurassic.ru/

кварц-мусковитовой фациям. Образования нижнего комплекса обычно отделены от верхнего зонами разломов.

3. Комплексы различаются по проявленной в них полезной минерализации. С нижним комплексом связаны месторождения и рудопроявления крупнокристаллического графита, силлиманита, гиперстен-магнетитовых кварцитов. В составе верхнего комплекса известны рудопроявления мелкочешуйчатого графита. Верхний комплекс, предположительно несогласно перекрытый верхнепротерозойскими отложениями и отличающийся более высокой степенью регионального метаморфизма, отнесен условно к среднему протерозою.

Более сложным является вопрос о возрасте нижнего комплекса. Широкое распространение пород высокотемпературной ортоклаз-гранат-кордиеритовой фации, наличие характерной ассоциации пород, включающей высокоглиноземистые сланцы, гнейсы, кварциты, гиперстеновые плагиогнейсы и эвлизиты, отмеченные местами находок эклогитоподобных пироксен-гранатовых сланцев, придают этому комплексу определенные черты сходства с архейскими образованиями Алданского и Сино-Корейского щитов. Однако петрологический анализ условий формирования метаморфических комплексов Ханкайского массива свидетельствует о их меньшей глубинности и температурах метаморфизма по сравнению с археем упомянутых регионов (Мишкин, 1965).

Определения абсолютного возраста метаморфических пород нижнего докембрия, выполненные в последнее время в лаборатории Дальневосточного геологического института СО АН СССР калий-аргоновым методом по валовым пробам, полевым шпатам и биотитам, дают значения, лежащие в интервале 268—830 млн. лет (Овчарек, Мишкин, 1965а).

Полученные результаты отнюдь не свидетельствуют об отсутствии в пределах Ханкайского массива образований более древних, чем верхний протерозой, так как несомненно, что докембрийские толщи подверглись воздействию широко развитых здесь палеозойских гранитоидов, что привело к омоложению возраста этих толщ. В связи с этим следует вспомнить приводимый ранее Н. А. Беляевским и др. (1955) возраст метасоматических пегматитов Иманского района — 1630 млн. лет, установленный калий-аргоновым методом Н. И. Полевой. Наличие таких «реликтовых» пегматитов позволяет предполагать, что основной этап прогрессивного метаморфизма нижнедокембрийских образований относится к концу среднего протерозоя, а время осадконакопления толщ, естественно, является более древним.

В соответствии с решениями Второго Дальневосточного стратиграфического совещания нижний комплекс (иманская серия) отнесен к нижнему протерозою, а верхний (уссурийская серия) — к среднему протерозою.

Вопрос о наличии рифея в Приморье впервые поставил Ю. Я. Громов. До этого времени верхнепротерозойские отложения относились либо к верхнему палеозою (А. З. Лазарев, 1939б, М. П. Материков), либо к девону (З. В. Сидоренко, 1933 г.; Л. З. Вонгаз и др.). В. П. Солоненко (1948) и Н. А. Беляевский (1950—1951 гг.) доказали их более низкое стратиграфическое положение по сравнению с кембрием, и они датируются протерозоем, а на геологической карте Приморья (Беляевский и др., 1955) отделены от протерозоя и показаны эокембрийскими. До 1956 г. рифейские отложения были изучены весьма слабо ввиду их плохой обнаженности и отсутствия специальных исследований.

В результате крупномасштабного геологического картирования, проведенного в 1956—1962 гг. под руководством Ю. Н. Олейника, Е. П. Леликова и Ю. С. Липкина, установлено, что рифейские отложения представлены толщей мощностью до 8 *км* и имеют важное значение

http://jurassic.ru/

в геологическом строении и распределении полезных ископаемых в пределах Ханкайского массива.

Изучением верхнего протерозоя (рифея) Приморья занимались и занимаются также сотрудники Дальневосточного геологического института СО АН СССР А. М. Смирнов и А. Ф. Шехоркина.

Палеонтологическое обоснование верхний протерозой получил в 1961 г. благодаря определениям А. Г. Вологдина из сборов М. И. Липкиной, Ю. С. Липкина и частично О. Г. Окуневой. Накопленный в течение последних лет большой фактический материал позволил Ю. С. Липкину и Ю. Н. Олейнику разработать стратиграфическую схему верхнего протерозоя. Эта схема утверждена Вторым Дальневосточным стратиграфическим совещанием (Владивосток, 1965 г.).

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нижний протерозой распространен в северной части Ханкайского массива в Лесозаводской структурно-фациальной подзоне, где подразделяется на ружинскую и матвеевскую свиты.

Ружинская свита сложена мраморами. Они обнажаются в ядрах антиклинальных структур субширотного простирания южнее г. Имана, а также в районах сел Тамга, Глазовка и ст. Ружино. Эти образования ранее выделялись В. П. Солоненко (1948) в диопсидовую и мраморногнейсовую свиты и относились к основанию разреза архейского комплекса р. Уссури. Позднее Н. А. Беляевский, Ю. Я. Громов и В. К. Путинцев в различных работах 1955—1961 гг. отнесли мраморно-гнейсовую свиту в этом районе к верхней части нижнего докембрия.

Исследования, проведенные в последние годы Е. П. Леликовым, А. Ф. Крамчаниным, Б. П. Подой и другими, позволили сделать вывод о наиболее низком стратиграфическом положении свиты в разрезе докембрия. Нижняя часть свиты южнее г. Имана, по данным Б. П. Поды, представлена разнозернистыми мраморами с маломощными прослоями биотитовых сланцев и гнейсов.

Более высокие горизонты свиты известны в районе с. Матвеевка, где Е. П. Леликовым описан следующий разрез:

1. Мраморы среднекристаллические с графитом	45 *м*
2. Мелкозернистые биотитовые сланцы	15 „
3. Мраморы с прослоями биотитовых сланцев	60 „
4. Биотитовые сланцы, аналогичные горизонту 2 с прослоями мраморов	40 „
5. Графитсодержащие крупнокристаллические мраморы	20 „
6. Графитсодержащие мраморы с прослоями (0,2—1,5 *м*) биотитовых сланцев	270 „

Общая мощность приведенной части разреза 450 *м*.

Разрез верхней части свиты западнее с. Тамга представлен переслаивающимися сланцами и гнейсами биотитовыми, шпинель-гранат-биотитовыми, кварц-диопсидовыми, кварц-полевошпато-диопсидовыми, среди которых отмечаются горизонты диопсидовых и графитовых мраморов. В верхней части разреза присутствуют линзообразные тела графитовых гнейсов, с которыми связано Тамгинское месторождение графита.

К югу от г. Лесозаводска (район с. Глазовка) ружинская свита, по А. Ф. Крамчанину (1961 г.), имеет следующий разрез:

1. Мелкозернистые светло-серые мраморы, с чешуйками графита, текстура массивная	80 *м*
2. Голубовато-серые мраморы с прослойками графитизированных мраморов	25 „
3. Тонкополосчатые мелкокристаллические биотитовые сланцы	20 „
4. Голубовато-белые крупнокристаллические мраморы	30 „
5. Биотитовые гнейсы	10 „

http://jurassic.ru/

6. Голубовато-серые мраморы с чешуйками графита . . . . . 65 *м*
7. Гнейсы средне- и мелкозернистые . . . . . 10 „
8. Голубовато-белые и желтовато-серые мраморы с незначительным количеством графита . . . . . 20—30 „
9. Среднезернистые гнейсы . . . . . 15 „
10. Голубовато-серые крупнокристаллические мраморы неясно полосчатой текстуры, обусловленной наличием в породе графита . . . . . 20 „
11. Светло-серые и желтовато-серые мелко- и среднезернистые мраморы . . . . . 25 „
12. Кальцит-тремолитовые сланцы средне- и крупнозернистые . . 30 „
13. Переслаивание двуслюдяных и биотитовых сланцев с мелкими прослойками слюдисто-графитистых сланцев . . . . . 165 „
14. Серые крупнозернистые мраморы с прослойками мелкозернистых 20 „
15. Кальцит-тремолитовые сланцы зеленовато-серые, среднезернистые 115 „
16. Двуслюдяные мелкозернистые сланцы . . . . . 60 „
17. Мраморы средне- и крупнокристаллические . . . . . 70 „
18. Кальцит-тремолитовые сланцы с прослойками, обогащенными графитом . . . . . 36 „

Мощность разреза около 800 *м*.

Полная мощность ружинской свиты, по-видимому, превышает 1000 *м*.

Среди мраморов, слагающих основную часть разреза свиты, преобладают диопсид-кальцитовые разности. Форстерит-кальцитовые, кальцит-доломитовые и кальцитовые мраморы имеют подчиненное значение. Для диопсид-кальцитовых мраморов характерно присутствие довольно значительного количества силикатных минералов, большей частью равномерно рассеянных в массе породы. Из них наиболее часто встречаются диопсид, кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (40—60% An), тремолит, скаполит (57—65% Me), сфен, цоизит, реже флогопит. Редко отмечаются шпинель и гумит. Для всех разновидностей мраморов характерна примесь графита.

Кальцит-диопсидовый мрамор (близ пос. Филино) имеет следующий химический состав (в вес. %): SiO_2 19,84; TiO_2 0,40; Al_2O_3 2,64; Fe_2O_3 2,56; FeO 0,29; MnO 0,04; MgO 3,40; CaO 41,58; Na_2O 0,75; K_2O 1,13; п. п. п. — 28,00, сумма — 100,63.

Часто среди массивных мраморов присутствуют маломощные (до 40 *см*) прослои, сложенные в основном диопсидом, кварцем и полевыми шпатами. Эти прослои образуют весьма сложные и причудливые микроскладки, а также своеобразные будинажные структуры. Более мощные (до 50 *м*) слои диопсидовых сланцев и гнейсов из верхней части разреза свиты состоят из диопсида, кварца, кислого плагиоклаза, кальцита, калиевого полевого шпата, обычно в переменных количествах. В незначительных количествах присутствуют гранат, скаполит, сфен, цоизит, апатит, шпинель.

Биотитовые гнейсы ружинской свиты, кроме биотита, содержат кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз (15—25% An), в некоторых случаях в породе встречается гранат и зеленая шпинель (гранат-биотитовые и шпинель-гранат-биотитовые гнейсы), силлиманит (силлиманит-биотитовые гнейсы). Второстепенное значение имеют амфибол, графит, магнетит, сфен, апатит.

Среди графитовых гнейсов, по данным В. П. Солоненко (1951 г.), выделяются биотит-графитистые, биотит-карбонат-графитовые, скаполит-графитовые, гранат-скаполит-графитовые, кварц-полевошпато-графитовые разности. Помимо крупночешуйчатого графита, гнейсы содержат биотит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кальцит, скаполит, гранат.

Матвеевская свита, выделенная в 1962 г. М. А. Мишкиным и И. В. Мишкиной, залегает согласно на мраморах ружинской свиты (см. рис. 23, *А*). Она прослеживается южнее г. Имана (верховья р. Го-

http://jurassic.ru/

лубовка—с. Невское, в районе сел Пантелеймоновка, Ружино, Иннокентьевка).

В состав свиты входят биотитовые и высокоглиноземистые сланцы и гнейсы, кварциты и гиперстеновые гнейсы (чарнокиты). В виде отдельных горизонтов встречаются мраморы и графитистые сланцы. Для пород характерны кристаллобластические структуры и полное отсутствие реликтов первичных структур.

По особенностям петрографического состава свита расчленена на три подсвиты. Наиболее полный разрез установлен в районе с. Матвеевка.

1. *Нижняя подсвита.* Биотитовые, силлиманит-биотитовые сланцы с маломощными прослоями гиперстеновых гнейсов . . . . . 480 *м*
2. *Средняя подсвита.* Графитистые биотитовые, силлиманит-биотитовые и кордиерит-гранат-силлиманитовые сланцы и гнейсы, кварциты и мраморы . . . . . 1800—1950 „
3. *Верхняя подсвита.* Мигматизированные биотитовые сланцы и гнейсы . . . . . 800 „

Общая мощность свиты порядка 3000 *м*.

Разрез средней подсвиты в этом районе следующий:

1. Мраморы полосчатые, диопсидсодержащие . . . . . 70 *м*
2. Биотитовые и силлиманит-биотитовые сланцы . . . . . 125 „
3. Гранат-кордиеритовые гнейсы с прослоями мраморов . . . . . 80 „
4. Силлиманит-биотитовые и биотитовые сланцы с двумя прослоями гиперстен-магнетитовых кварцитов мощностью до 1 *м* и редкими прослоями гранат-кордиеритовых кварцитов, мраморов, гиперстеновых гнейсов 270 „
5. Графитистые сланцы и гнейсы . . . . . 80 „
6. Мраморы с прослоями биотит-силлиманитовых сланцев и кварцитов 80 „
7. Переслаивающиеся биотитовые кордиерит-гранат-силлиманитовые сланцы, кварциты, реже биотит-гиперстеновые гнейсы . . . . . 800 „
8. Графитистые сланцы и кварциты . . . . . 40 „
9. Пачка переслаивающихся гранат-кордиеритовых кварцитов, сланцев, мраморов с тремя прослоями гиперстен-магнетитовых кварцитов, мощностью от 1 до 18 *м* . . . . . 100 „
10. Переслаивающиеся биотитовые сланцы и графитсодержащие мраморы . . . . . 110 „
11. Гнейсы гранат-кордиеритовые с прослоями кварцитов . . . . . 70 „
12. Гнейсы биотитовые, графитсодержащие . . . . . 125 „

Для матвеевской свиты характерно широкое развитие высокоглиноземистых и магнезиальных сланцев, гнейсов и кварцитов, которые, переслаиваясь, образуют пачки мощностью до нескольких сот метров. Среди высокоглиноземистых сланцев и гнейсов распространены следующие разновидности: силлиманит-кордиеритовые, силлиманит-кордиерит-гранатовые, силлиманит-гранатовые, кордиерит-биотит-гранатовые, кордиерит-биотитовые, биотит-гранатовые, силлиманит-биотитовые, гранат-кордиерит-жедритовые и др. Содержание силлиманита в биотит-силлиманитовых и гранат-кордиерит-силлиманитовых сланцах колеблется от 7 до 20%. Силлиманит в этих гнейсах и сланцах большей частью образует крупные кристаллы, располагающиеся параллельно кристаллизационной сланцеватости. Гранат относится к пироп-альмандиновому ряду.

Кварциты образуют линзы и прослои мощностью до первых десятков метров. Большей частью это разнозернистые, почти мономинеральные породы, состоящие на 80—90% из кварца. По наличию второстепенных минералов выделяется значительное количество разновидностей кварцитов (биотитовые, гранатовые, кордиеритовые, графитовые, силлиманитовые, турмалиновые). Кроме того, встречаются полиминеральные кварциты: гранат-кордиеритовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые, графит-амфиболовые и др. В районе с. Матвеевка в пачках высокоглиноземистых гнейсов, наряду с перечисленными разностями кварци-

http://jurassic.ru/

тов, распространены горизонты и линзы гиперстен-магнетитовых кварцитов. Эти кварциты обладают четкой, тонкослоистой текстурой благодаря послойному расположению магнетита, кварца, железистого гиперстена и граната. Мономинеральные рудные прослои, состоящие из магнетита, достигают мощности 10—15 *см*. Вторичные минералы представлены бесцветной роговой обманкой (типа паргасита), биотитом и хлоритом. Тонкополосчатый гранат-гиперстен-магнетитовый кварцит (с. Матвеевка) имеет следующий химический состав (в вес. %): SiO_2 34,32; Fe_2O_3 28,99; FeO 23,94; MnO 0,82; MgO 2,27; CaO 2,88; Al_2O_5 6,42; TiO_2 0,54; сумма 100,18. В тесной ассоциации с высокоглиноземистыми породами и кварцитами находятся гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты), наличие которых является одной из характерных особенностей матвеевской свиты. Основными минералами этих гнейсов являются плагиоклаз (38—42% An), биотит, гиперстен, кварц. В некоторых случаях устанавливается наличие моноклинного пироксена и амфибола, преобладающих в пироксеновых амфиболитах.

Менее распространены линзовидные и пластовые тела гиперстен-оливиновых разностей кристаллических сланцев, максимальная мощность которых достигает 200 *м*. Эти сланцы, вероятно, являются продуктами метаморфизма основных изверженных пород. Они состоят из плагиоклаза (60—70% An), оливина, гиперстена, диопсида. Вторичные процессы, выражены в интенсивном замещении первичных минералов биотитом, амфиболом, тальком, магнетитом.

Среди мраморов свиты выделяются диопсид-кальцитовые и форстерит-кальцитовые разности. Диопсид-кальцитовые мраморы содержат обычно значительную примесь силикатных минералов. Обогащенные магнием мраморы содержат бесцветный маложелезистый флогопит, форстерит, клиногумит. Форстеритсодержащий мрамор (северо-западнее с. Иннокентьевка), по данным А. Ф. Крамчанина (1961 г.), имеет следующий состав в %: SiO_2 10,7; Al_2O_3 0,15; Fe_2O_3 0,30; FeO 0,17; MnO 0,06; MgO 11,87; CaO 40,76; Na_2O 0,04; K_2O 0,14; п. п. п. 35,16. Наряду с массивными мраморами часто присутствуют и тонкополосчатые. Полосчатость обусловлена присутствием в мраморах маломощных прослоев кварц-диопсидовых, кварц-полевошпат-диопсидовых кристаллических сланцев.

Графитовые сланцы и гнейсы обычно приурочены к пачкам высокоглиноземистых (биотит-силлиманитовых, гранат-кордиерит-силлиманитовых и др.) сланцев и гнейсов, содержащих горизонты мраморов и диопсидовых кристаллических сланцев. По составу выделяются кварц-полевошпато-графитовые, биотит-графитовые, кварц-графитовые и другие сланцы и гнейсы. Иногда в них содержится значительное количество силлиманита в виде крупнопризматических кристаллов, а также полосчато распределенного магнезиального турмалина.

В породах нижнепротерозойского комплекса широко распространены процессы гранитизации и мигматизации. Среди мигматитов и гранитизированных гнейсов преобладают порфиробластические разности, послойные (артериты) и теневые мигматиты.

Порфиробластические мигматиты связаны постепенными переходами от гнейсов, содержащих единичные порфибласты калиевого полевого шпата, до порфиробластических гранитов.

Мощность гранитных жил послойных мигматитов — артеритов варьирует от нескольких миллиметров до нескольких метров. Высокая степень мигматизации приводит к появлению в локальных участках теневых мигматитов — пород, приближающихся по составу к гранитам.

Мигматизация в значительной мере проявлена избирательно. Наиболее подвержены мигматизации биотитовые сланцы и гнейсы.

http://jurassic.ru/

СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Среднепротерозойские отложения распространены в Лесозаводской структурно-фациальной подзоне, где к ним относится тургеневская свита, и в Спасской подзоне (бассейн р. Одарка), где они представлены нахимовской и татьяновской свитами. Предполагается, что нахимовская свита является возрастным аналогом верхней части разреза тургеневской свиты.

Тургеневская свита выделена Е. П. Леликовым в 1961 г. Она распространена в бассейнах рек Тамга и Кабарга, по правобережью рек Иман и Бейцухе. Ранее эти отложения В. П. Солоненко (1948, 1951) включал в состав карбонатно-гнейсовидной свиты и свиты биотитовых гнейсов, а П. Д. Шарудо и Н. С. Подгорная (1951 г.) отнесли к гнейсовой толще. Следует отметить, что стратиграфическое положение метаморфических толщ, относимых в настоящее время к тургеневской свите, в некоторых районах не может быть принято безоговорочно. Не исключено, что часть из них при дальнейших исследованиях займет место в других стратиграфических подразделениях докембрия.

С нижнепротерозойскими образованиями свита граничит по тектоническим разломам, вдоль которых обычно развиты диафториты.

В 1962 г. И. В. Мишкиной, А. Ф. Крамчаниным, Б. П. Подой установлено, что в междуречье Кедровка—Малая Тамга биотитовые гнейсы тургеневской свиты имеют тектонический контакт непосредственно с мраморами ружинской свиты, залегающими в ядре антиклинальной складки. Выпадение здесь из разреза нижнепротерозойской матвеевской свиты, достигающей местами мощности 3000—3200 *м*, указанные авторы объясняют вероятностью углового несогласия между нижним и средним протерозоем.

Тургеневская свита сложена в основном биотитовыми и амфибол-биотитовыми сланцами и гнейсами, среди которых присутствуют обычно маломощные прослои амфиболитов и преимущественно в нижней части разреза мраморов.

По петрографическим особенностям тургеневская свита подразделена Е. П. Леликовым на две подсвиты: нижнюю — карбонатно-сланцевую и верхнюю — сланцевую.

Наиболее полный разрез нижней подсвиты изучен к югу от с. Ильмовка, в бассейне р. Тамга, где она слагает сложную антиклинальную структуру широтного простирания. Здесь, по данным М. А. Мишкина, Р. В. Вязововой и Г. Т. Яворского, обнажены:

1. Биотитовые, амфибол-биотитовые сланцы, мигматиты, маломощные (до первых метров) линзы мраморов и амфиболитов	600 *м*
2. Графит- и диопсидсодержащие мраморы	40 „
3. Биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы с маломощными линзами графитистых гнейсов и амфиболитов	280 „
4. Биотит-амфиболовые сланцы, гнейсы	370 „
5. Белые графитсодержащие мраморы	30 „
6. Биотитовые сланцы	60 „
7. Биотитовые гнейсы	80 „
8. Биотитовые сланцы и гнейсы с линзами графитистых гнейсов	380 „
9. Биотит-амфиболовые сланцы	60 „
10. Биотитовые сланцы, гнейсы, мигматиты с маломощными линзами мраморов	380 „

Общая мощность подсвиты 2280 *м*.

Верхняя подсвита распространена на водоразделе рек Тамга и Кабарга (восточнее с. Тургенево) и представлена однообразной толщей мощностью около 2000 *м* интенсивно мигматизированных биотитовых сланцев и гнейсов, среди которых в незначительном количестве

http://jurassic.ru/

содержатся силлиманит-биотитовые и гранат-биотитовые разновидности.

С верхней подсвитой А. Ф. Крамчанин сопоставляет комплекс двуслюдяных сланцев и гнейсов мощностью 1800—2100 *м*, распространенный в верховьях р. Кабарга, а И. В. Мишкина биотитовые сланцы бассейна р. Михайловка. Не исключено, однако, что часть этих образований имеет более молодой (рифейский) возраст.

Нахимовская свита залегает в основании протерозойских отложений Спасской структурно-фациальной подзоны и прослеживается от с. Ново-Владимировка на север, в районы сел Нахимовка, Свиягино, Руновка, Кировское, Тихменево.

Впервые эта свита под названием гнейсовой была выделена Н. А. Беляевским в 1951 г. в центральной части Ханкайского массива. Позднее, на Межведомственном совещании (см. «Решения», 1958), для свиты, помещенной в основании иманской серии, было принято название нахимовская.

Свита сложена в основном биотитовыми, амфибол-биотитовыми сланцами и гнейсами, местами интенсивно мигматизированными. Менее распространены силлиманит-биотитовые и другие разности сланцев. В виде маломощных прослоев встречаются амфиболиты, а в нижней части разреза и мраморы. Полная мощность свиты не установлена, так как нижняя граница ее неизвестна. Изученная часть разреза составляет не менее 3500 *м*.

Наиболее низкие горизонты нахимовской свиты выходят на поверхность в районе сел Свиягино и Руновка. По наблюдениям Н. А. Беляевского и др. (1955) и Ю. Я. Громова (1959а), здесь распространены биотитовые гнейсы и мигматиты, среди которых отмечаются силлиманит-биотитовые, гранат-биотитовые, пироксеновые сланцы и гнейсы, линзы графит- и пироксенсодержащих мраморов и амфиболитов.

В районе сел Ново-Владимировка и Нахимовка гнейсы и сланцы верхней части разреза нахимовской свиты слагают ядро крупной асимметричной антиклинальной складки, ось которой имеет северо-западное, близкое к меридиональному, простирание.

Наблюдаемый здесь разрез представлен довольно однообразной толщей тонкополосчатых биотитовых и амфибол-биотитовых сланцев. Видимая мощность разреза около 500 *м*.

Аналогичные биотитовые гнейсы нахимовской свиты вскрыты вдоль левого берега р. Уссури (пос. Кировский). Здесь на протяжении около 1 *км* выходят на поверхность тонкополосчатые биотитовые гнейсы, среди которых отмечаются будинированные линзы амфиболитов мощностью до 1—2 *м*. Мощность вскрытого разреза около 300—400 *м*. По петрографическому составу и степени метаморфизма к нахимовской свите близки высокометаморфизованные породы, образующие разрозненные выходы среди палеозойских гранитоидов у юго-западной окраины Ханкайского массива (районы сел Новокачалинск, Комиссарово, Таловка и др.). По данным Н. А. Беляевского и др. (1955), обнажающаяся здесь толща гнейсов сложена преимущественно биотитовыми, биотит-роговообманковыми и в меньшей мере биотит-мусковитовыми гнейсами.

Биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы тургеневской и нахимовской свит состоят из кварца, биотита, роговой обманки, в незначительных количествах присутствуют микроклин, олигоклаз, иногда мусковит, графит, турмалин. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, магнетит.

Биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы часто обладают тонкополосчатой текстурой, обусловленной чередованием тонких слойков,

http://jurassic.ru/

состоящих из темноцветных минералов и кварц-полевошпатового материала. Мощность темноокрашенных слоев обычно не превышает одного миллиметра, а светлых кварц-полевошпатовых — 10 *мм*.

Основными породообразующими минералами гнейсов являются биотит, кварц, плагиоклаз (25—35% Ап), калиевый полевой шпат, роговая обманка. Иногда в незначительных количествах присутствует гранат пироп-альмандинового ряда. Акцессорные минералы: апатит, ортит, циркон, сфен, магнетит.

Среди мраморов наиболее распространены кальцитовые и кальцит-диопсидовые разности, для которых обычна примесь графита.

Амфиболиты, залегающие в виде согласных пластовых тел или линз мощностью до первых десятков метров, могли образоваться как за счет пород осадочного происхождения, в частности мергелей, так и за счет вулканитов. Состоят они обычно из обыкновенной роговой обманки и андезина, иногда с примесью моноклинного пироксена и биотита.

Для пород характерно проявление процессов мигматизации. Степень мигматизации различна — от типичных мигматитов до так называемых инъецированных сланцев и гнейсов, содержащих редкие прожилки различной мощности инъецированного мигматизирующего материала. Ширина зон интенсивного проявления мигматизации колеблется от первых сотен метров до первых километров. Наиболее распространенный тип мигматитов — артериты. Иногда степень мигматизации становится настолько интенсивной, что породу можно отнести к теневым мигматитам. В районе сел Свиягино и Руновка, в бассейне р. Тамги, широко распространены порфиробластические мигматиты, образующие обширные зоны среди биотитовых гнейсов и сланцев. С вмещающими породами зоны мигматитов связаны постепенными переходами. М. Г. Гапеева выделяла их под названием «метасоматические граниты». Образования нахимовской свиты и ее аналогов являются продуктами регионального метаморфизма осадочных пород в основном песчано-глинистого состава. Выше в разрезе этой древней осадочной серии в значительных количествах появляются карбонатно-кремнистые и карбонатно-глинистые осадки, из которых сформировался характерный комплекс биотит-диопсидовых и диопсидовых сланцев, выделенный в 1951 г. и названный Н. А. Беляевским свитой диопсидовых пород, а М. А. Мишкиным в 1960 г. — татьяновской свитой.

Татьяновская свита прослеживается от верховий р. Даубихеза и далее в районы сел Зеленовка, Татьяновка, Кронштадтка. В более северных районах в составе свиты начинают преобладать биотитовые сланцы и гнейсы, а роль диопсидовых пород существенно уменьшается. М. А. Мишкин в 1960 г. установил, что татьяновская свита согласно залегает на нахимовской. В бассейне р. Спасовка свита с предполагаемым несогласием перекрывается спасской свитой верхнепротерозойского возраста. Татьяновская свита состоит в основном из переслаивающихся биотитовых и диопсидовых сланцев, средняя часть ее является графитоносной. По этому признаку свита расчленена на три подсвиты — нижнюю, среднюю и верхнюю. Разрез свиты, по М. А. Мишкину, по линии Ново-Владимировка—Татьяновка—Зеленовка следующий:

Нижняя подсвита

1. Переслаивание диопсид-амфиболовых, биотитовых сланцев и гнейсов	100 *м*
2. Биотитовые сланцы, местами мигматизированные, с прослоями (до 2—3 *м*) кварц-полевошпат-диопсидовых и скаполит-диопсидовых сланцев и линзами кальцифиров и амфиболитов	600 „

http://jurassic.ru/

3. Биотитовые сланцы, реже гнейсы с редкими линзами амфиболитов . . . . . 350 *м*

Средняя подсвита

4. Биотитовые сланцы с прослоями (1—2 *м*) диопсидовых и диопсид-скаполитовых сланцев и линзами (до 20 *м*) графит-мусковитовых сланцев . . . . . 100—200 „
5. Графит-мусковитовые и кварц-графитистые сланцы . . . . . 60—150 „

Верхняя подсвита

6. Биотитовые сланцы с редкими маломощными прослоями диопсидовых сланцев. В подошве горизонта — линзы графит-мусковитовых сланцев . . . . . 150—200 „
7. Тонкополосчатые диопсидовые сланцы . . . . . 500 „
8. Биотитовые сланцы с редкими маломощными прослоями диопсидовых сланцев и линзами амфиболитов . . . . . 500 „

Общая мощность свиты около 2500 *м*.

Диопсидовые сланцы характерны для всего изученного разреза свиты. Обычно это тонкополосчатые, реже массивные светло-зеленые или зеленые породы. Среди них выделяются кварц-полевошпато-диопсидовые, диопсид-скаполитовые и диопсид-амфиболовые сланцы. Основными минералами этих сланцев являются диопсид, кварц, плагиоклаз (20—48% An), роговая обманка, калиевый полевой шпат, скаполит (62% Me), кальцит; акцессории: апатит, сфен, циркон. Вторичные минералы представлены тремолитом, хлоритом, эпидотом и серицитом. Кальцифиры, залегающие среди диопсидовых сланцев и тесно с ними связанные, состоят из кальцита, среди которого присутствуют отдельные зерна тремолита, кварца, диопсида, микроклина. Основными минералами биотитовых сланцев являются кварц и биотит. В небольших количествах присутствуют плагиоклаз, графит, мусковит, турмалин. Акцессорные — циркон и апатит.

Графит-мусковитовые сланцы характерны для средней подсвиты татьяновской свиты. Это темно-серые или серые, с серебристым оттенком на плоскостях сланцеватости породы, состоящие из мелких изометричных зерен кварца, пластинок мусковита и незначительного количества графита, обычно образующего полосы обогащения и ассоциирующего с мусковитом.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (РИФЕЙ)

Отложения верхнего протерозоя выходят на дневную поверхность на разобщенных участках в Лесозаводской, Спасской и Вознесенской структурно-фациальных подзонах Ханкайского массива. Они участвуют в строении соответственно Кабаргинского, Спасского (Черниговского) синклинориев, Вознесенского антиклинория. Антиклинальное поднятие, разделяющее первые два синклинория, сложено доверхнепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами и прорывающими их среднепалеозойскими гранитами. Спасский синклинорий и Вознесенский антиклинорий разобщены на поверхности полосой мезо-кайнозойских эффузивных и осадочных образований.

Характер контакта со средним протерозоем неясен. В Спасской подзоне по р. Одарка М. А. Мишкин (1962 г.) описал в составе спасской свиты порфироиды и отметил их несогласное налегание на отложениях среднепротерозойской татьяновской свиты. И. В. Мишкина, проводя работы в этом же районе в 1963—1964 гг., пришла к выводу, что порфироиды не принадлежат спасской свите, а являются субинтрузивными образованиями, рвущими татьяновскую, спасскую и митрофановскую свиты. Четкая граница между спасской и татьяновской сви-

http://jurassic.ru/

тами отсутствует. В Лесозаводской подзоне площади выходов спасской и тургеневской свит разобщены аллювием р. Тамга. В отличие от сильно мигматизированных пород тургеневской свиты спасская свита здесь слабо мигматизирована лишь на отдельных участках. На присутствие в более высоких горизонтах верхнего протерозоя (в митрофановской свите) силлиманит-биотитовых и гранат-силлиманитовых сланцев, свойственных более древним толщам, обратил внимание А. Ф. Крамчанин в 1963 г. Тогда же стало известно о наличии подобных образований и в толще кембрия—силура. Таким образом, различная степень метаморфизма не может определенно свидетельствовать о крупном стратиграфическом перерыве между средним и верхним протерозоем. С другой стороны, постепенные переходы от спасской свиты к более древним толщам, одинаковый структурный план среднего и верхнего протерозоя, а также отсутствие грубообломочного материала в спасской свите позволяют допускать возможность согласных соотношений между средним и верхним протерозоем.

Контакт кембрийских толщ с верхнепротерозойскими не наблюдался. Предполагается наличие постепенных переходов по единому структурному плану кембрийских и протерозойских толщ и сходству литологического состава.

До последнего времени граница между кембрием и рифеем проводилась по подошве или внутри прохоровской свиты (А. М. Смирнов, А. Ф. Шехоркина). И. В. Мишкина и О. Г. Окунева доказали, что и низы прохоровской свиты, как и подстилающая ее песчано-сланцевая толща, относятся к кембрию. Характер контакта последней с нижележащими образованиями не известен, но не исключено, что нижняя ее часть принадлежит уже к верхнему протерозою.

Таким образом, выше гранитизированных пород докембрия и стратиграфически ниже фаунистически доказанного кембрия в одном с ними структурном плане залегает мощная толща геосинклинальных образований. Палеонтологическое обоснование она получила в 1961—1962 гг. благодаря сборам Ю. С. Липкина и М. И. Липкиной. По заключению З. А. Журавлевой, органические остатки из первомайской, новоярославской, волкушинской и коваленковской свит представлены водорослями, характерными для среднего рифея (синия) Сибири и Урала (табл. 1). А. Г. Вологдин определил отсюда также сине-зеленые водоросли рифейского облика и, кроме того, отпечатки бесскелетных животных. Последние, по мнению З. А. Журавлевой и О. Г. Окуневой, напоминают некоторые формы докембрийских медуз Южной Австралии.

Характерной чертой верхнего протерозоя Приморья является выдержанность разрезов (при общей тенденции увеличения мощности его составных частей в юго-западном направлении) и ничтожно малое количество грубообломочного материала. Представленные в основном сланцами, они имеют и другую характерную черту: в нижней части разреза присутствуют эффузивы, туфы и туфогенные породы (насыровская, митрофановская и кабаргинская свиты), а в верхней — карбонатные.

В пределах Ханкайского массива свиты, выделенные для отдельных его районов, сопоставляются как между собой, так и с одновозрастными образованиями Малого Хингана.

Верхнепротерозойские отложения наиболее хорошо изучены в Вознесенской структурно-фациальной подзоне, несколько хуже в Лесозаводской подзоне, и наименее изучен разрез в Спасской подзоне.

Спасская свита распространена в Спасской и Лесозаводской подзонах. Ее стратотип описан Ю. Я. Громовым (1956 г.) на междуречье Спасовка—Одарка. В Вознесенской подзоне ей, очевидно, соот-

http://jurassic.ru/

ветствует насыровская толща. Ю. Я. Громов относил свиту к спилит-кератофировой формации, указывая на присутствие в ее составе порфироидов и порфиритоидов. Возраст свиты он считал протерозойским и параллелизовал ее с криворожской серией Украинского кристаллического массива. Однако новые материалы по литологии и тектонике вышележащих образований заставили Ю. Я. Громова (1959) пересмотреть прежнюю точку зрения и отнести эту свиту к рифею.

Рассматриваемая свита окаймляет выходы среднепротерозойских кристаллических сланцев и гнейсов, слагая крылья широких синклинальных складок, выполненных залегающими выше кембрийскими отложениями.

В Спасской подзоне нижняя часть разреза спасской свиты представлена биотитовыми сланцами, переходящими по простиранию в метаморфизованные песчаники, а верхи разреза сложены биотит-мусковитовыми сланцами, среди которых нередко встречаются чисто мусковитовые и биотитовые разности.

По данным Ю. Я. Громова, разрез верхней части свиты на правобережье р. Спасовка следующий.

1. Мусковит-кварцевые и кварц-мусковитовые сланцы, которые, переслаиваясь между собой, связаны постепенными переходами. Отдельными прослоями в них встречаются темно-зеленые кварц-альбит-амфиболовые сланцы	150 *м*
2. Биотит-мусковитовые сланцы с прослоями кварц-биотит-мусковитовых сланцев	75—50 „
3. Мусковит-биотит-кварцевые и мусковит-биотитовые сланцы	50—60 „
4. Слюдяно-кварцевые сланцы, в состав которых постоянно, но в переменных количествах входят биотит, мусковит и кварц. Встречаются линзовидные прослои сланцев, обогащенных графитом и гранатом	50—60 „

Общая мощность свиты немногим более 1000 *м*.

Сланцы представляют собой мелкозернистые, желтовато-серые породы, состоящие в основном из кварца. В несколько меньшем количестве присутствуют микроклин и плагиоклаз (альбит-олигоклаз). В весьма незначительном количестве содержится биотит или мусковит в виде субпараллельно ориентированных пластинок. Метаморфизованные песчаники имеют такой же минеральный состав.

В Лесозаводской подзоне спасская свита имеет значительно меньшее распространение. Своими нижними горизонтами она примыкает к кристаллическим сланцам и гнейсам тургеневской свиты, имеющим такое же простирание. Контакт между свитами перекрыт аллювиальными отложениями.

Наиболее полный разрез свиты устанавливается юго-восточнее с. Тургенево. По данным Е. П. Леликова и А. Ф. Крамчанина, здесь выделяются:

1. Биотитовые, силлиманит-биотитовые сланцы	80 *м*
2. Мусковитовые сланцы	320 „
3. Биотит-мусковитовые сланцы	170 „
4. Мусковитовые кварциты	40 „
5. Мусковитовые сланцы	20 „
6. Биотит-мусковитовые сланцы	35 „
7. Мусковитовые сланцы	40 „
8. Биотит-мусковитовые сланцы	20 „

Мощность разреза 725 *м*.

Насыровская толща. В Вознесенской подзоне возможным аналогом спасской свиты является насыровская толща, выделенная Ю. С. Липкиным и М. И. Липкиной в 1961—1962 гг. Наиболее полный ее разрез вскрыт на водоразделе пади Казачьей и р. Насыровка. Эта толща в данном районе является самой древней, ее нижняя граница не известна. Насыровская толща согласно перекрыта лузановской тол-

http://jurassic.ru/

Таблица 1

Схема корреляции разрезов протерозойских отложений Приморского края и сопоставления их с синийскими отложения Северного Китая

Единая стратиграфическая шкала		Приморский край			Северный Китай
Группа	Подгруппа	Вознесенская подзона	Спасская подзона	Лесозаводская подзона	Уезд Цзисянь
Протерозойская	Верхняя (рифейская)	?	?	?	**Серия Цзисянь** *Слои Телин.* Известняки, песчаники *Слои Хуншуйчжуан.* Сланцы, кремнистые известняки *Слои Умишань.* Переслаивание кремнистых известняков с с кремнями, брекчии *Слои Янчжуан.* Сланцы, кремнистые известняки *Слои Гаоюйчжуан.* Известняки, кремнистые известняки, сланцы, конгломераты 6700—7340 *м*
		Коваленковская свита. Сланцы серицитовые, филлитовидные, с частыми тонкими линзами мергелистых известняков с *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. undosa* Reitl. 1000 *м*	?	?	
		Волкушинская свита. Известняки черные пахучие, мергели, кремнистые породы. Известняки с *Osagia tenuilamellata* Reitl. и отпечатками медуз (?) 450—700 *м*		Толща известняков с прослоями сланцев 360 *м*	
		Новоярославская свита. Сланцы углисто-графитистые и серицитовые, известняки с *Osagia tenuilamellata* Reitl. 1100 *м*		Толща сланцев серицит-хлоритовых, глинисто-серицитовых, углисто-глинистых и графитистых 350—400 *м*	
		Березянская свита. Песчаники кварцитовидные, сланцы серицитовые, серицито-хлоритовые, алевролиты более 1000 *м*		Толща серицитовых и кремнистых сланцев, железистых кварцитов 170—200 *м*	
		Первомайская свита. Известняки, известковистые доломиты, с *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Nubecularites* sp. 550—700 *м*		Толща известняков и доломитов 80 *м*	

https://jurassic.ru/

Протерозойская	Верхняя (рифейская)	**Дальзаводская толща.** Серицит-хлоритовые сланцы, песчаники, алевролиты, туффиты, агломератовые туфолавы кислого состава, прослои кремнистых пород и известняков с остатками сине-зеленых водорослей 800 *м*	**Кабаргинская свита.** Филлиты хлорит-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые, песчаники 1000 *м*	**Кабаргинская свита.** Сланцы хлорит-серицитовые, песчаники, филлиты 1100 *м*
			?	**Лысогорская свита.** Известняки 600 *м*
		Лузановская толща. Углисто-графитисто-серицитовые сланцы и алевролиты пестрослоистые, ленточные, вверху с прослоями и линзами известняков и доломитов 1200 *м*	**Митрофановская свита.** Сланцы графитистые, мусковит-биотитовые и биотитовые, амфиболиты, известняки, мраморы 600—2000 *м*	**Митрофановская свита.** Сланцы графитистые, мусковит-биотитовые и биотитовые, амфиболиты, известняки, мраморы 600—700 *м*
		Насыровская толща. Алевролиты, красноцветные кварц-серицит-гематитовые сланцы с прослоями и линзами песчаников, кварцитовидных кремнистых гравелитов, кремнистых пород с марганцовистыми, железистыми конкрециями Более 1000 *м*	**Спасская свита.** Сланцы мусковит-биотитовые и биотитовые Более 1000 *м*	**Спасская свита.** Сланцы мусковит-биотитовые 700 *м*
	Средняя		?	?
			Татьяновская свита. Биотитовые, диопсидовые кристаллические сланцы 2500 *м*	
			Нахимовская свита. Биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гнейсы амфиболитовых мраморов 3500 *м*	**Тургеневская свита.** Биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы, прослои мраморов (с графитом, диопсидом), амфиболитов 4000 *м*

Серия Чанчэн

Слои Дахуной. Эффузивы, песчаники, кремнистые известняки

Слои Чуанлингоу. Сланцы, известняки, песчаники

Слои Чанчэн. Кварциты, конгломераты

3640 *м*

http://jurassic.ru/

Единая стратиграфическая шкала		Приморский край			Северный Китай
Группа	Подгруппа	Вознесенская подзона	Спасская подзона	Лесозаводская подзона	Уезд Цзисянь
Протерозойская	Нижняя		?	**Матвеевская свита.** Биотитовые, гранат-кордиеритовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, горизонты гранатовых, гранат-гиперстен-магнетитовых и фаялитовых кварцитов, графитистых сланцев, мраморов, гиперстеновых, диопсидовых гнейсов 3000 *м* **Ружинская свита.** Мраморы с графитом, диопсидом, прослои биотитовых сланцев, гнейсов, графитовых сланцев 1000 *м*	

http://jurassic.ru/

щей серицитовых и графитистых сланцев и связана с последней постепенными переходами. Граница между ними проводится условно по увеличению кварц-серицитовых и графитистых сланцев, относящихся уже к вышележащей толще.

Рассматриваемая толща сложена преимущественно красноцветными песчаниками, алевролитами и кварц-серицитовыми сланцами. Им подчинены прослои зеленовато-серых песчаников и алевролитов, гравелитов, кремнистых пород и микрокварцитов; последние образовались в результате перекристаллизации кремнистых пород. Насыровская толща расчленяется на нижнюю и верхнюю части.

Нижняя часть толщи в пади Казачьей имеет следующий разрез:

1. Сланцы кварц-серицит-гематитовые, красновато-фиолетовые, с многочисленными прослоями красных алевролитов и песчаников. Неполная мощность	20—25 *м*
2. Алевролиты и серицит-гематитовые сланцы красные	70—85 „
3. Песчаники кварц-полевошпатовые, кварцитовидные, светло-серые, желтоватые, обычно неравномернозернистые, с тонкими (до 1 *мм*) прослоями сланцев, аналогичных слою 1 и гравелиты	80—90 „
4. Сланцы кварц-серицитовые, красные, с прослоями сланцев зеленовато-серых, иногда с легким голубоватым оттенком алевролитов и песчаников	80—100 „
5. Песчаники кварц-полевошпатовые, кварцевые и кварцитовидные, желтовато-серые, с прослоями гравелитов и сланцев	70—85 „
6. Серицит-гематитовые сланцы фиолетово-красные	90—105 „
7. Микрокварциты темно-серые	40—55 „
8. Сланцы кварц-серицитовые, светло-серые, зеленоватые, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками светло-серого, зеленовато-серого, местами красного цвета	100—125 „
9. Микрокварциты (кремнистые породы) темно-серые, иногда массивные	30—45 „

Общая мощность более 580 *м*.

Верхняя часть толщи залегает согласно на нижней и связана с ней постепенным переходом. Низы этой толщи сложены главным образом однообразными сланцами кварц-серицит-гематитовыми фиолетово-красными и красными с прослоями серых, зеленовато-серых серицитовых сланцев. В них нередко отмечаются прослои красноцветных алевролитов. Верхняя часть сложена тонкопереслаивающимися (5—10 *см*) кварц-серицитовыми сланцами различной окраски (фиолетовыми, фиолетово-красными, зеленовато-серыми, желтовато-зелеными). Какой-либо закономерности в наслоении выявить не удается. Мощность верхней части толщи около 500 *м*. Общая видимая мощность насыровской толщи более 1000 *м*.

Митрофановская свита сложена графитистыми, углисто-графитистыми и углистыми сланцами, в результате чего она хорошо картируется в различных районах, являясь своеобразным маркирующим горизонтом. Породы, относимые к митрофановской свите, были выделены впервые в самостоятельную свиту (свиту углисто-глинистых сланцев) А. Ф. Барановым в 1939 г. Затем В. П. Солоненко выделил свиту графитистых пород. Однако он отнес к ней и часть рассмотренной спасской свиты. Митрофановская свита выделена Е. П. Леликовым в 1960 г. в Лесозаводской подзоне, севернее с. Митрофановка.

В Вознесенской подзоне толща графитистых сланцев была отмечена А. Ф. Шехоркиной. Ю. С. Липкин и М. И. Липкина назвали ее лузановской толщей, условно параллелизуя с митрофановской свитой Лесозаводской подзоны. В Спасской подзоне толща графитистых сланцев изучалась М. А. Мишкиным в 1958 г., а в 1964 г. более детально описана И. В. Мишкиной.

Переход от спасской свиты к митрофановской постепенный. Это выражается в появлении и постепенном увеличении прослоев графити-

http://jurassic.ru/

стых сланцев, которые довольно быстро вытесняют мусковитовые сланцы, и в наличии мусковитовых сланцев, сходных со сланцами спасской свиты. Мощность митрофановской свиты колеблется от 600 до 2000 *м*.

В Лесозаводской подзоне свита прослеживается от с. Митрофановка на запад до горы Лысая Сопка. Имеются разобщенные выходы в среднем и верхнем течении р. Кабарга.

Свита представлена часто переслаивающимися горизонтами графитистых, графитовых, мусковит-графитистых, мусковитовых и серицитовых сланцев, причем последние встречаются в подчиненном количестве. Мощность горизонтов варьирует в широких пределах — от 3—5 *см* до 20—25 *м*; наиболее часто встречаются прослои мощностью 1—2 *м*. Характер переслаивания можно видеть из приводимого частного разреза:

1. Графитистые сланцы	0,5 *м*
2. Мусковитовые сланцы	0,77 „
3. Графитистые сланцы	4,50 „
4. Мусковитовые сланцы	0,30 „
5. Мусковит-графитистые сланцы	1,90 „
6. Мусковитовые сланцы	0,5 „
7. Графитистые сланцы	1,5 „
8. Мусковитовые сланцы	0,1 „

Один из наиболее полных разрезов свиты описан в 1962 г. А. Ф. Крамчаниным севернее с. Митрофановка:

1. Переслаивание мусковитовых, серицитовых и графитистых сланцев	0,28 *м*
2. Графитовые сланцы с прослоями серицитовых сланцев	147 „
3. Серицитовые сланцы	28 „
4. Мусковит-графитовые сланцы	72 „
5. Филлитовидные темно-серые хлорит-серицитовые сланцы	6 „
6. Амфиболиты с прослоями филлитовидных сланцев и темно-серых тонкозернистых известняков	48 „
7. Филлитовидные хлорит-серицитовые сланцы с редкими прослойками серицитовых сланцев	40 „
8. Переслаивание амфиболитов с серицитовыми, хлорит-серицитовыми и графитовыми сланцами	120 „
9. Серицитовые сланцы с прослоями хлорит-серицитовых сланцев	35 „
10. Филлитовидные графитистые сланцы с прослоями амфиболитов	35 „
11. Серицитовые сланцы с прослоями хлорит-серицитовых сланцев	40 „

Общая мощность свиты 600—700 *м*.

По простиранию изменяется количество графитистых сланцев и увеличивается мощность амфиболитов (до 350 *м*). Последние трактовались Е. П. Леликовым как межпластовые тела, однако они лежат согласно по отношению к сланцеватости вмещающих графитистых сланцев и известняков и не производят контактовых воздействий. При этом амфиболиты занимают определенное место в разрезе в средней и верхней частях свиты. Амфиболиты состоят из роговой обманки (50%), плагиоклаза (45%), рудного минерала (4%) и сфена (1%). Вторичные минералы — серицит и пелит. Обычно текстура сланцеватая, реже массивная.

Мусковитовые сланцы — белые или светло-серые, с желтоватым оттенком и шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости породы, состоящие из мусковита (до 40%) и тонкозернистого кварца. В породе хорошо выражена параллельно-сланцеватая текстура, редко плойчатая. Если в породе присутствует примесь графита в виде тонких прослоев и линзочек, то она приобретает полосчатую текстуру. Такие полосчатые породы широко развиты как переходные разности между мусковитовыми и графитистыми сланцами и в зависимости от количественного соотношения графита и слюды сланцы становятся графит-серицитовыми или серицит-графитистыми.

http://jurassic.ru/

Графитистые сланцы обычно имеют массивную текстуру, но когда графит присутствует не в виде пылевидной массы, а представлен чешуйками, последние располагаются параллельно, придавая породе сланцеватую текстуру.

В Спасской подзоне И. В. Мишкина разделила митрофановскую свиту на три подсвиты (нижнюю, среднюю и верхнюю).

Нижняя подсвита, представленная графитовыми, слюдистыми сланцами и графитистыми кварцитами, имеет следующий разрез:

1. Графитовые сланцы с тонкими прослоями графитовых кварцитов	45 *м*
2. Сланцы хлорит-серицитовые	50 „
3. Кварциты графитистые	25 „
4. Сланцы хлорит-биотитовые	25 „
5. Графитовые сланцы и кварциты, тонкопереслаивающиеся	150 „
6. Сланцы хлорит-мусковит-биотитовые	110 „
7. Сланцы графитовые с прослоями одноименных кварцитов	150 „

Общая мощность разреза 550 *м*.

Средняя подсвита имеет такой разрез:

1. Сланцы серицит-биотитовые, хлорит-серицитовые, серицитовые, мусковитовые	450 *м*
2. Сланцы и кварциты мусковитовые	175 „
3. Сланцы красноцветные, серицит-кварц-гематитовые и серицит-кварц-лимонитовые	360 „
4. Сланцы графит-серицитовые	45 „
5. Сланцы кварц-серицит-лимонитовые	90 „
6. Сланцы кварц-серицитовые	150 „

Суммарная мощность подсвиты 1260 *м*.

Указанные в разрезе серицит-кварц-гематитовые и серицит-кварц-лимонитовые сланцы, очевидно, являются рассланцованными туфами кислого и среднего состава.

Верхняя подсвита — графитовые и углисто-графитовые сланцы, видимая мощность которых 250—300 *м*.

Как видно из приведенных выше разрезов, среди сланцев выделяется множество разновидностей, появление которых обусловлено количественными вариациями в минеральном составе. Все разновидности сланцев связаны между собой переходными породами и чередуются в разрезе. Характерной особенностью сланцев является их четко выраженная кристаллизационная сланцеватость. Они имеют гранолепидобластовую или лепидобластовую структуру, полосчатую, сланцеватую или узловатую текстуру. Главные породообразующие минералы: кварц, биотит, серицит, хлорит, мусковит, гематит, лимонит, альбит, гранат, реже силлиманит, эпидот. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом, турмалином, рудным минералом.

В Вознесенской подзоне возможным аналогом митрофановской свиты является лузановская толща. Она согласно залегает на насыровской толще и согласно перекрыта дальзаводской толщей (см. рис. 23, *В*). В составе толщи заметную роль играют графитистые (шунгитовые) сланцы, наличие которых позволяет отличать эту толщу от смежных по разрезу образований. Мощная толща графитистых сланцев отмечена в районе с. Осиновка. Севернее она широкой полосой протягивается от с. Григорьевка к с. Хороль, а также отмечена в бассейне р. Насыровка.

В бассейне р. Насыровка толща, по Ю. С. Липкину, имеет следующий разрез:

1. Кварц-серицитовые, реже графитистые сланцы, алевролиты и песчаники серые, зеленовато-серые и фиолетовые, редко желтовато-зеленые. Мощность прослоев от долей сантиметра до 5 *м*	200 *м*
2. Кварц-серицитовые и слабографитистые сланцы и алевролиты, реже песчаники. Породы серые и темно-серые	150 „

http://jurassic.ru/

3. Кварц-серицитовые сланцы и алевролиты серые и зеленовато-серые с тонкими прослоями песчаников . . . . . 60—70 *м*
4. Кварц-серицитовые сланцы и алевролиты серые, зеленовато-серые и фиолетовые, тонкопереслаивающиеся . . . . . 50—70 „
5. Кварц-серицитовые тонкослоистые (2—5 *мм*) графитистые и алевритистые сланцы, серые и темно-серые, часто с зеленоватым оттенком 150 „
6. Графитистые, кварц-серицит-графитистые черные сланцы, обычно с пиритом . . . . . 200 „
7. Кварц-серицитовые, слабографитистые сланцы, реже песчаники. В нижней и верхней частях пачки — линзы доломитов, известняков, иногда достигающих мощности 100 *м* (с. Григорьевка) . . . . . 400 „

Общая мощность толщи не менее 1200 *м*.

Графитовые, графит-серицитовые и кварц-серицитовые сланцы, очевидно, относящиеся к лузановской толще, известны в районе с. Осиновка. В этой толще А. Ф. Шехоркина описывает также эффузивы и туфы основного и кислого состава, слагающие пачки до 200 *м* мощности. Общая мощность толщи в этом районе около 950—1100 *м*.

Лысогорская свита установлена в Лесозаводской и предположительно в Спасской подзонах. В Вознесенской подзоне аналоги лысогорской свиты не известны. Свита выделена в 1962 г. А. Ф. Крамчаниным как толща карбонатных пород, которую некоторые исследователи относили к различным частям разреза докембрийских образований. С подстилающей митрофановской свитой она связана постепенным переходом, выражающимся в появлении в кровле митрофановской свиты небольших прослоев карбонатных пород, аналогичных породам лысогорской свиты (см. рис. 23, *А*).

Карбонатные породы свиты, как правило, в различной степени мраморизованы: они содержат прослои серицитовых, амфиболовых и графитистых сланцев. В мраморизованных известняках обычно присутствуют неравномерно рассеянные мелкие чешуйки или пылевидные частицы графита.

В качестве стратотипа принят разрез, установленный на горы Лысая Сопка, в 3,5 *км* к северо-западу от с. Митрофановка. Здесь по А. Ф. Крамчанину, согласно на сланцах митрофановской свиты залегают:

1. Известняки мраморизованные, серые и темно-серые, полосчатые, тонкозернистые . . . . . 12 *м*
2. Пачка тонкопереслаивающихся (0,5—1 *см*) графитовых, амфибол-биотитовых и серицитовых сланцев . . . . . 5 „
3. Известняки мраморизованные, полосчатые, серые, реже темно-серые, с прослоями серицитовых и амфибол-биотитовых сланцев . . . 25 „
4. Известняки мраморизованные, крупнозернистые, реже мелко- и тонкозернистые, полосчатые, серые, реже белые и желтовато-серые, битуминозные . . . . . более 500 „

Общая мощность разреза 550—600 *м*.

Полосчатость пород обусловлена чередованием полос (слоев?) известняков, отличающихся крупностью зерен кальцита или цветом; последний зависит от наличия пылевидного графита.

Разрез свиты изменчив по простиранию как по мощности, так и по составу. В частности, в 5 *км* восточнее горы Лысая Сопка в составе свиты имеются прослои сланцев серицитовых, двуслюдяных и филлитовидных, приуроченных к различным частям разреза, а в 15 *км* юго-восточнее горы Лысая Сопка на Каменном хребте свита сложена однообразными серыми и темно-серыми мраморизованными известняками, битуминозность которых проявлена по всему разрезу. В этом разрезе наблюдаются прослои черного графитистого материала. В известняках Каменного хребта А. Ф. Крамчаниным отмечались кристаллы пирита.

http://jurassic.ru/

Кабаргинская свита выделена в Лесозаводской подзоне. В Спасской подзоне часть разреза рифея, относимая к рассматриваемой свите, изучена слабо. В Вознесенской подзоне с кабаргинской свитой условно параллелизуется дальзаводская толща.

Кабаргинская свита сложена филлитами и филлитовидными сланцами, песчаниками полимиктовыми, иногда туфогенными.

Наблюдения над контактами не дают основания судить о наличии перерыва в основании свиты, но появление, хотя и в незначительном количестве, грубообломочных пород, в том числе и туфогенных, и резкое изменение характера разреза на этой границе может указывать на то, что отложению свиты предшествовали тектонические подвижки и сопутствовали вулканические извержения.

В Лесозаводской подзоне свита наиболее распространена на правобережье среднего течения р. Кабарга и прослеживается от с. Тараща на западе до района горы Липовой на востоке.

Контакты с подстилающими породами осложнены нарушениями незначительной амплитуды, но можно предполагать согласное залегание, так как в кровле лысогорской свиты наблюдаются сланцы, аналогичные сланцам кабаргинской свиты, а в основании кабаргинской свиты среди сланцев присутствуют прослои карбонатных пород. Как кабаргинская, так и лысогорская свиты имеют выдержанное субширотное простирание.

Разрез свиты, по А. Ф. Крамчанину, следующий:

1. Переслаивание серицитовых и хлорит-серицитовых сланцев	580 *м*
2. Двуслюдяные и серицитовые сланцы	80 „
3. Тонкозернистые кварцевые песчаники	38 „
4. Двуслюдяные и серицитовые сланцы	137 „
5. Кварц-полевошпатовые тонкозернистые песчаники	30 „
6. Двуслюдяные сланцы	60 „
7. Кварцевые тонкозернистые песчаники	50 „
8. Двуслюдяные и биотитовые сланцы	>120 „

Мощность свиты 1100 *м*.

Наблюдающиеся в разрезе двуслюдяные и биотитовые сланцы обязаны своим происхождением контактовому метаморфизму со стороны широко развитых здесь гранитоидов. Эти контактовоизмененные породы по простиранию переходят в серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы.

По простиранию в средней части свиты появляются горизонты карбонатных пород мощностью до 50 *м* и маломощные прослои полимиктовых песчаников и кремнисто-глинистых сланцев.

В Спасской подзоне кабаргинская свита закартирована в 1964 г. И. В. Мишкиной на правобережье р. Спасовка. Свита залегает на митрофановской свите с предполагаемым несогласием. Она расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижняя подсвита состоит из переслаивания филлитов, которые по преобладанию тех или других минералов расчленяются на кварц-серицитовые, хлоритовые, биотит-хлоритовые и кварц-эпидот-цоизитовые, имеющие между собой постепенные взаимопереходы. Приводимый И. В. Мишкиной разрез подсвиты выглядит следующим образом:

1. Филлиты хлорит-серицитовые	40 *м*
2. Филлиты кварц-серицит-хлоритовые	100 „
3. Переслаивание филлитов кварц-серицитовых, хлоритовых, эпидот-цоизитовых и хлорит-биотитовых	330 „
4. Переслаивание филлитов и известковистых песчаников	70 „

Общая мощность подсвиты 540 *м*.

Верхняя подсвита залегает с постепенным переходом на нижней и имеет следующий разрез:

http://jurassic.ru/

1. Толща переслаивающихся мелкозернистых известковистых песчаников и филлитов с преобладанием первых . . . . . 200 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, слоистые, известковистые . . . . . 100 „
3. Песчаники мелкозернистые, массивные, известковистые . . . . . 120 „

Видимая мощность подсвиты 420 *м*, всей свиты порядка 1000 *м*.

В Вознесенской подзоне с кабаргинской свитой условно параллелизуется дальзаводская толща, выделенная Ю. С. Липкиным и М. И. Липкиной. На этой территории дальзаводская толща прослеживается от совхоза «Дальзавод» на север до с. Благодатное и, кроме того, известна у с. Григорьевка и северо-восточнее сопки Лузанова. Рассматриваемая толща имеет согласные контакты с нижележащей лузановской толщей и перекрывающей первомайской свитой (см. рис. 23, *В*). Толща сложена песчаниками, алевролитами, серицитовыми сланцами, кремнистыми породами, туффитами, известняками и доломитами. Большинство этих пород не образует выдержанных по простиранию пластов, поэтому даже близлежащие разрезы плохо увязываются друг с другом.

Нижние горизонты наблюдаются у с. Григорьевка, где на кварц-серицит-графитистых сланцах лузановской толщи без видимого несогласия залегают:

1. Песчаники алевритовые слюдистые с прослоями серицитовых сланцев 150 *м*
2. Песчаники светло-серые с прослоями слюдистых сланцев светло-серых с зеленоватым и красноватым оттенком . . . . . 40 „
3. Песчаники полимиктовые светло-серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, массивные, иногда неясно слоистые, с редкими прослоями алевролитов и известняков . . . . . 200 „

В нижней части дальзаводской толщи, помимо терригенных пород, встречаются прослои известняков, реже доломитов.

В 5 *км* юго-юго-западнее с. Вознесенка толща имеет тектонический контакт с нижележащими образованиями. Здесь описаны:

1. Известняки кристаллические серые и темно-серые, массивные, иногда неясно слоистые, нередко доломитизированные, местами переходящие в доломиты. Видимая мощность . . . . . 50 *м*
2. Песчаники полимиктовые, иногда туфогенные, зеленые и зеленовато-серые, разнозернистые с кварц-серицит-хлоритовым цементом, с редкими прослоями серицит-хлоритовых сланцев . . . . . 10—15 „
3. Известняки кристаллические, серые и темно-серые, массивные, залегающие в виде вытянутых линз . . . . . 20 „
4. Сланцы серицит-хлоритовые зеленовато-серые с прослоями известняков и кремнистых пород . . . . . 5 „
5. Туфоконгломераты и конгломерато-брекчии (размеры галек от 4 до 30 *см*) зеленовато-серые . . . . . 55 „
6. Алевролиты и сланцы серицит-хлоритовые, зеленовато-серые, с прослоями кремнистых пород и песчаников . . . . . 65 „

Мощность приведенного разреза 150 *м*, общая мощность толщи около 800 *м*.

В одном из пластов известняка в верхней части разреза дальзаводской толщи М. И. Липкина обнаружила органические остатки, которые, по мнению А. Г. Вологдина, являются остатками сине-зеленых водорослей. Их, возможно, удастся сопоставить с некоторыми формами из рифея Енисейского кряжа.

Первомайская свита выделена Ю. С. Липкиным и др. в 1961 г. в Вознесенской подзоне. В Лесозаводской подзоне ей соответствует толща известняков и доломитов. Наличие одновозрастных образований в Спасской подзоне предполагается. Свита сложена доломитами и доломитовыми известняками и подобно митрофановской является маркирующей. Вначале, вслед за А. Ф. Шехоркиной, Ю. С. Липкин параллелизовал ее с толщей доломитов, слагающих

http://jurassic.ru/

гору Смольную в Лесозаводской подзоне. Позднее Ю. Н. Олейник установил, что толща доломитов горы Смольной залегает выше по разрезу, а с первомайской свитой могут сопоставляться доломитизированные известняки, залегающие непосредственно выше кабаргинской свиты.

В Вознесенской подзоне первомайская свита прослеживается от Первомайского месторождения (среднее течение р. Березянка) на юг к совхозу «Дальзавод» и на юго-восток в бассейн р. Чихеза. Контакты свиты с подстилающей дальзаводской толщей и вышележащей березянской свитой согласные (см. рис. 27, *В*).

В рассматриваемой свите отмечено неравномерное распределение доломита в карбонатных породах. Так, в среднем течении р. Березянка и южнее с. Вознесенка в свите, особенно в ее нижней части, отмечается сильная доломитизация, тогда как в верховьях пади Казачьей и близ с. Павловка доломит в карбонатных породах почти исчезает.

Обобщенный разрез свиты выглядит следующим образом:

1. Известняки кристаллические серые и темно-серые, массивные и неяснослоистые . . . . . 150 *м*
2. Доломиты кристаллические светло-серые, желтовато-светло-серые, массивные и пятнистые, нередко известковистые. В одной из скважин среди пород пачки были обнаружены известняки с *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl. и другими водорослями . . . . . 150 „
3. Известняки доломитовые, кристаллические, серые и темно-серые, массивные и слоистые . . . . . 50—70 „
4. Известняки кристаллические, серые и темно-серые, нередко слоистые с прослоями серицитовых сланцев . . . . . около 200 „

Общая мощность свиты 550—700 *м*.

Частные разрезы первомайской свиты значительно сложнее описанного выше. Для нее характерно весьма сложное сочетание различных типов пород.

В первомайской свите содержатся сине-зеленые водоросли, среди которых З. А. Журавлева определила *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Nubecularites* sp., характерные для среднего рифея Сибири и Урала *.

Согласное залегание свиты на дальзаводской толще наблюдалось на участке Казачья Падь, где описан ровный резкий контакт без каких-либо признаков размыва при одинаковом залегании перекрывающих и подстилающих пород.

Березянская свита была выделена в 1961—1962 гг. в Вознесенской подзоне Ю. С. Липкиным, М. И. Липкиной и др. Она сложена в основном кварцитовидными песчаниками, серицитовыми сланцами, доломитами. Налегание ее на первомайскую свиту установлено юго-западнее с. Вознесенка, где вскрывается синклинальная складка, ядро которой сложено описываемой свитой. Контакт между свитами закарстован. Он вскрыт канавой, в которой видны одинаковые элементы залегания их слоев. Это и конфигурация границы позволяют говорить о согласном налегании березянской свиты на подстилающие их доломиты (см. рис. 23, *В*).

Наиболее полный разрез свиты вскрыт скважинами и горными выработками в 1,5 *км* западнее с. Вознесенка. Березянская свита разделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты.

* В 1966 г. в известняках, расположенных в 5 *км* к юго-западу от с. Вознесенка, М. А. Евлановой были найдены, а О. Г. Окуневой определены археоциаты (Ajacicyathus sp. и др.), указывающие на нижнекембрийский (среднеалданский) возраст известняков. Положение известняков в разрезе не установлено. Возможно, они находятся в тектоническом блоке.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Нижняя подсвита сложена филлитовидными серицитовыми, серицит-хлоритовыми сланцами, иногда пиритизированными зеленовато-серыми. В них встречаются тонкие прослои (до 1 *м*) кварцевых мелкозернистых песчаников. Мощность подсвиты около 150—200 *м*.

Средняя подсвита на горе Ветровой и южнее имеет следующий разрез:

1. Песчаники кварцевые, нередко кварцитовидные, мелко- и крупнозернистые, массивные и слоистые	>50 *м*
2. Переслаивающиеся кварцитовидные песчаники, алевролиты, серицитовые сланцы зеленовато-серые, светло-серые, красновато-желтые	60 „
3. Песчаники кварцитовидные, мелко- и крупнозернистые, массивные и слоистые, иногда косослоистые светло-серые, буроватые, иногда почти белые	20—30 „
4. Алевритовые сланцы, серицитовые, светло-зеленовато-серые, слоистые	5 „
5. Кварцитовидные песчаники средне- и крупнозернистые массивные, светло-серые, буроватые	>200 „
6. Сланцы серицитовые светло-серые, зеленовато-серые, содержащие прослои песчаников мощностью 1—2 *м*	180 „
7. Кварцитовидные песчаники среднезернистые	80 „

Общая мощность подсвиты около 300—350 *м*.

Верхняя подсвита прослежена на склонах небольшой гряды западнее с. Вознесенка, а также обнажена в карьере Северном в 1 *км* юго-западнее с. Вознесенка. Эта подсвита остается пока слабо изученной, так как она распространена на сильно задернованных участках, где пройдено немного горных выработок и скважин. Подсвиту слагают в основном серицитовые сланцы серые, зеленовато-серые, редко темно-серые. В сланцах иногда содержатся прослои среднезернистых песчаников, особенно в верхней части разреза подсвиты. Полную мощность подсвиты установить не удается из-за того, что часть ее срезана разломом. Поэтому мощность подсвиты оценивается приблизительно в 500—600 *м*.

Общая мощность свиты свыше 1000 *м*.

Выше по разрезу залегают черные кристаллические известняки, отнесенные к новоярославской свите.

В Лесозаводской подзоне к березянской свите отнесены породы, распространенные в пределах Митрофановского и Кабаргинского железорудных месторождений. Их разрез, описанный Ю. Н. Таниным и И. В. Бобровой в 1959 г., следующий:

1. Глинисто-серицитовые сланцы с редкими прослоями известняков	107 *м*
2. Спилиты (?)	37,5 „
3. Кремнистые сланцы, кварциты, железистые кварциты	>14 „

Их сменяют серые и темно-серые графитизированные сланцы вышележащей толщи. Общая мощность березянской свиты 170—200 *м*.

Новоярославская свита выделена и описана в Вознесенской подзоне в 1961—1962 гг. Ю. С. Липкиным, М. И. Липкиной и др. в окрестностях пос. Ярославского. В этих местах Ю. Г. Ивановым и др. в 1955 г. выделялась вознесенская свита. От этого термина пришлось отказаться, поскольку под ним понимался мощный комплекс пород, неоднородных по литологическому составу, расчлененный впоследствии Ю. С. Липкиным, М. И. Липкиной и А. А. Рязанцевым на ряд самостоятельных свит.

На подстилающих отложениях новоярославская свита залегает согласно и также согласно перекрыта волкушинской свитой.

Она подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижняя подсвита вскрыта карьером Северным. В разрезе подсвиты выделены следующие слои:

http://jurassic.ru/

1. Доломиты микрокристаллические темно-серые, массивные, реже неясно слоистые, местами графитизированные, пахучие («битуминозные») 7—8 *м*
2. Окварцованные сланцы, серицитовые, с многочисленными прослоями доломитов и известняков . . . . . 10 „
3. Известняки кристаллические темно-серые, массивные . . . . 10—15 „
4. Известняки кристаллические серые и темно-серые, слоистые, с большим количеством тончайших прослоев серицитовых сланцев . . . 20 „
5. Сланцы серицитовые серые и темно-серые, содержащие прослои серых известняков с *Osagia tenuilamellata* Reitl. . . . . 5—6 „
6. Известняки кристаллические, массивные и слоистые, в некоторых прослоях со структурами типа «конус в конус», темно-серые и серые . . 30 „

Общая мощность нижней подсвиты от 90—150 до 200 *м*.

Верхняя подсвита представлена однообразными графитистыми сланцами. В нижней части подсвиты имеется пласт песчаника среднезернистого мощностью около 10—15 *м*. Иногда среди графитистых сланцев встречаются тонкие прослои известняков. Нижняя граница верхней подсвиты обнажена в карьере Северном. В северной части карьера выше тонкослоистых известняков обнажаются сланцы серицитовые светло-серые и серые (мощность около 20 *м*). Затем эти сланцы постепенно переходят в графитистые. Вверху подсвиты содержатся прослои известняков, иногда с остатками водорослей.

Общая мощность верхней подсвиты не менее 800—900 *м*. Мощность всей новоярославской свиты около 1100 *м*.

Положение новоярославской свиты в общем стратиграфическом разрезе определяется тем, что в известняках нижней подсвиты имеются остатки сине-зеленых водорослей *Osagia tenuilamellata* Reitl., характерных для среднего рифея Сибири и Урала.

В Лесозаводской подзоне с новоярославской свитой Ю. Н. Олейник сопоставляет толщу графитистых сланцев, залегающих выше березянской свиты и обрамляющих ее на правобережье среднего течения р. Кабарга. В этих местах новоярославская свита представлена глинисто-серицитовыми, серицит-хлоритовыми, углисто-глинистыми и графитистыми сланцами, в характере переслаивания которых пока не установлено никакой закономерности. Мощность новоярославской свиты здесь 350—400 *м*.

Волкушинская свита выделена в 1961—1962 гг. Ю. С. Липкиным и М. И. Липкиной в Вознесенской подзоне. Она сложена известняками кристаллическими и органогенными, нередко пахучими («битуминозными»), серыми, темно-серыми и черными. В известняках встречаются прослои серицитовых, реже графитистых сланцев, а также слои и линзы кремнистых пород. Волкушинская свита характеризуется значительной изменчивостью литологического состава. Даже близлежащие разрезы плохо увязываются друг с другом. Во всех разрезах устанавливается такая закономерность: нижняя часть свиты обогащена графитом, отчего породы приобретают темно-серую и черную окраску, а верхняя часть обогащена серицитом (первично глинистым материалом), присутствующим в породах в рассеянном состоянии и в виде прослоев в известняках.

Послойный разрез верхней части свиты составлен М. И. Липкиной в верховьях р. Волкуша.

1. Известняки кристаллические темно-серые, в отдельных прослоях черные, пахучие, органогенные . . . . . 19 *м*
2. Известняки органогенные, водорослевые темно-серые с *Osagia tenuilamellata* Reitl. . . . . 8 „
3. Известняки кристаллические черные массивные и слоистые . . . 106 „
4. Известняки кристаллические серые массивные, с прослоями серых кварц-серицитовых сланцев . . . . . 15 „
5. Сланцы кварц-серицитовые, серые . . . . . 4—6 „

http://jurassic.ru/

6. Известняки кристаллические, серые и светло-серые, массивные и плитчатые . . . . . 16 *м*
7. Известково-серицитовые сланцы . . . . . 6 „
8. Известняки кристаллические, светло-серые, тонкослоистые с прослоями, обогащенными серицитом . . . . . 24 „
9. Известково-серицитовые сланцы с прослоями известняков . . . 6 „
10. Известняки кристаллические массивные, местами пахучие («битуминозные»), темно-серые и черные с отпечатками бесскелетных животных типа медуз . . . . . 4 „
11. Известково-серицитовые сланцы серые с прослоями известняков . . 12 „
12. Известняки кристаллические, массивные, серые . . . . . 3 „
13. Известково-серицитовые сланцы . . . . . 4 „
14. Известняки кристаллические, серые, с многочисленными прослоями известково-серицитовых сланцев . . . . . 10 „
15. Известняки кристаллические, массивные и неяснослоистые, серые и светло-серые . . . . . >400 „

Мощность волкушинской свиты непостоянна. В верховьях р. Волкуша, где среди пород свиты заметную роль играют органогенные известняки, она достигает 650—700 *м*, в среднем течении, где органогенные породы отсутствуют, мощность свиты уменьшается до 450—500 *м*. Очевидно, изменение мощности свиты связано с присутствием в составе свиты органогенных пород, которые, возможно, образуют рифовые постройки. На это указывает наличие остатков проблематичных колониальных организмов, обнаруженных в известняках.

Волкушинская свита связана постепенными переходами с нижеи вышележащими образованиями (см. рис. 23, *В*). Нижние горизонты свиты вскрыты в верховьях р. Волкуша. Здесь было выяснено, что в самых верхних горизонтах новоярославской свиты среди графитистых сланцев появляются многочисленные прослои известняков, нередко пахучих. В этом случае нижняя граница волкушинской свиты проводится по подошве известняков, не имеющих прослоев графитистых сланцев. В верхних горизонтах волкушинской свиты появляются прослои серицитовых сланцев, а также наблюдается обогащение карбонатных пород свиты серицитом (известково-серицитовые сланцы). Это является признаком взаимосвязи свиты с вышележащими образованиями. Верхняя граница свиты проводится по контакту, отделяющему пачку известняков с прослоями серицитовых сланцев (волкушинская свита) от пачки филлитовидных сланцев (коваленковская свита).

В известняках волкушинской свиты содержатся органические остатки, найденные в 1961 г. М. И. Липкиной и Ю. С. Липкиным. Для определения возраста свиты наибольшее значение имеют остатки синезеленых водорослей, предположительно отнесенных А. Г. Вологдиным к рифею. Кроме этого, среди органических остатков А. Г. Вологдин отмечает отпечатки бесскелетных животных типа медуз, которые, по мнению О. Г. Окуневой, можно сопоставить с некоторыми формами докембрийских медуз Южной Австралии. З. А. Журавлева определила сине-зеленые водоросли как *Osagia tenuilamellata* Reitl. — форму, встречающуюся в разных свитах среднего рифея Урала и Сибири.

В Лесозаводской подзоне Ю. Н. Олейник условно параллелизует с волкушинской свитой карбонатные породы среднего течения р. Кабарга. Раньше эти породы выделяли в свиту верхних известняков (Шарудо, Подгорная и др., 1950 г.) или в нижний карбонатный горизонт рудоносной свиты (А. Ф. Крамчанин, Б. П. Пода, 1963 г.). Волкушинская (?) свита налегает здесь на новоярославскую и связана с ней постепенным переходом, что описал Ю. К. Танин (1959). Контакт представлен пачкой переслаивания карбонатных пород и сланцев. Свита разделяется на две пачки:

http://jurassic.ru/

1. Светло-серые и темно-серые известняки с маломощными прослоями сланцев . . . . . 250 *м*
2. Известняки серые и темно-серые . . . . . 100 „

Общая мощность разреза 350—360 *м*.

А. Ф. Крамчанин (1963 г.) не отмечал в этом разрезе прослоев сланцев, очевидно, в связи с тем, что при плохой обнаженности и более мелком масштабе работ они были пропущены.

Коваленковская свита выделена Ю. С. Липкиным и др. в 1962 г. на юге Ханкайского массива, где она имеет наибольшее распространение: южнее и севернее Коваленковской сопки, в бассейне р. Волкуша и на правобережье р. Лефу. В Лесозаводской подзоне она не установлена.

На юге Ханкайского массива полного разреза свиты составить пока не удалось. Ее нижние горизонты вскрыты на участке Лагерном, где согласно на волкушинской свите, по данным Э. И. Шкурко, залегают:

1. Филлитовидные сланцы серицитовые, светло-серые, зеленоватые с шелковистым блеском . . . . . около 50 *м*
2. Пачка филлитовидных сланцев, переслаивающихся с известняками серыми, слоистыми . . . . . 120 „
3. Филлитовидные сланцы серицитовые, светло-серые с зеленоватым оттенком и шелковистым блеском . . . . . >150 „

Пачка переслаивающихся филитовидных сланцев и известняков, по-видимому, принадлежащая переходным к волкушинской свите слоям, отмечена у с. Вознесенка, близ метеостанции. В этих обнажениях вскрыты:

1. Известняки кристаллические и органогенные темно-серые, неясно-слоистые . . . . . 2 *м*
2. Филлитовидные сланцы светло-серые с тонкими прослоями известняков . . . . . 70 „
3. Известняки кристаллические и органогенные темно-серые, почти черные, слоистые . . . . . 4 „
4. Филлитовидные сланцы серые, реже темно-серые с шелковистым блеском, содержащие тонкие (0,3—0,5 *м*) прослои известняков . . . . 30 „

В основании свиты установлено присутствие прослоев кремнистых пород, а в ее верхней части — песчаников и известняков.

Мощность известной части разреза коваленковской свиты не менее 1000 *м*. Общая мощность не известна.

Из линз известняков в нижней части коваленковской свиты З. А. Журавлева определила *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. undosa* Reitl., характерных для среднего рифея.

В Спасской подзоне близ с. Дубовское, из толщи сланцев и песчаников, сходной с коваленковской свитой, собраны органические остатки, аналогичные относимым к рифею водорослям. В тех же образцах были найдены остатки примитивных археоциат. В Вознесенской подзоне водоросли рифейского возраста были собраны из самой нижней части разреза коваленковской свиты. Учитывая это, можно допустить, что она является переходной от верхнего протерозоя к кембрию. Это тем более вероятно, что вышележащая прохоровская свита содержит нижнекембрийскую фауну.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Протерозойские образования Приморья по структурному и стратиграфическому положению, литологическому составу, наличию характерных минеральных ассоциаций, степени метаморфизма, характеру проявленного магматизма и наличию органических остатков расчленены на три подгруппы.

http://jurassic.ru/

Нижнепротерозойские образования развиты лишь в северной части Ханкайского массива, где они представлены мощными толщами геосинклинального типа. Наиболее древние отложения нижнего протерозоя, выделенные под названием ружинской свиты, имеют существенно карбонатный состав. Стратиграфически выше располагается матвеевская свита, состоящая из биотитовых, высокоглиноземистых и силикатно-магнезиальных сланцев и гнейсов, различных по составу кварцитов и других пород.

С нижнепротерозойским комплексом связаны месторождения и рудопроявления графита, магнетитовых руд, силлиманита, практический интерес представляют мраморы и кварциты. Петрографические особенности комплекса позволяют предполагать возможность обнаружения в нем месторождений апатита.

К среднему протерозою относится мощный комплекс биотитовых, амфибол-биотитовых сланцев, гнейсов и амфиболитов. В основании комплекса залегают тургеневская и нахимовская свиты, состоящие из первичных осадочных пород и эффузивов основного состава. В верхней части комплекса, выделяемого в татьяновскую свиту, существенное значение среди первичных пород имеют кремнисто-карбонатные и карбонатно-глинистые (диопсидовые и биотит-диопсидовые) сланцы.

Полезные ископаемые комплекса представлены мелкими месторождениями графита, с корами выветривания биотитовых сланцев связаны проявления вермикулита.

Образования, аналогичные древнейшим комплексам Приморья, слагают обширные площади на прилегающей территории Северо-Восточного Китая, где выделены шуаньшаньская (Ходак, Сунь Шу, 1959), машаньская (Асанов, 1941) и другие свиты. Ю. А. Ходак относит их к протерозою, А. А. Маркушев и А. М. Смирнов — к архею.

Верхнепротерозойские отложения Приморья преобладают среди других стратифицированных образований складчатого основания Ханкайского массива. В их составе принимают участие главным образом морские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. Последние приурочены к основанию верхнего протерозоя и представлены различными, в том числе графитистыми и углисто-графитистыми сланцами с прослоями эффузивов. Осадочные толщи слагают верхнюю половину разреза рифея, в которой преобладают серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы и карбонатные породы; подчиненное значение имеют маломощные прослои песчаников, гравелитов и конгломератов в основании кабаргинской свиты.

Самые нижние горизонты верхнего протерозоя наблюдаются только в средней части Ханкайского массива и на его севере. Соотношение их со средним протерозоем хотя и изучалось многими геологами, осталось неясным. Во всяком случае, структурное несогласие между верхним и средним протерозоем отсутствует; о возможном перерыве в осадконакоплении на этой границе может свидетельствовать различный метаморфизм рифейских и дорифейских толщ.

Граница с кембрийскими отложениями нечеткая и по мере новых находок фауны, главным образом археоциат, опускается все ниже. Структурный план кембрийских и докембрийских толщ одинаков. На севере массива они ориентированы в субширотном направлении, а в средней и южной частях — в северо-западном, субмеридиональном.

Палеонтологическую характеристику рифейские толщи получили в южной части Ханкайского массива, где из средней и верхней его частей А. Г. Вологдиным определены сине-зеленые водоросли рифейского облика, а также отпечатки бесскелетных животных типа медуз. А. Г. Вологдин приходит к заключению, что среди просмотренной им

http://jurassic.ru/

коллекции палеонтологических остатков полностью отсутствуют какие-либо признаки форм, имеющие какое-нибудь отношение к кембрию, а «присутствие микроскопических остатков, напоминающих сине-зеленые водоросли рифея Сибири и синия Китая, позволяет говорить лишь о принадлежности их к позднему докембрию». Из верхней же части разреза З. А. Журавлевой определены онколиты *Osagia tenuilamellata* Reitl. и др., которые могут быть сопоставлены с формами среднего рифея Сибири.

Таким образом, в Приморье, в пределах Ханкайского массива верхний протерозой представлен слабометаморфизованным комплексом пород, залегающим без видимого структурного несогласия на гнейсах, метаморфизованных кристаллических сланцах среднего протерозоя и перекрывающимся также без несогласия отложениями кембрия.

Верхняя половина разреза рифея охарактеризована окаменелостями, сопоставляющимися с синийскими формами Китая, Австралии и рифейскими остатками из Енисейского кряжа. Разрезы рифея довольно хорошо увязываются как в пределах Ханкайского массива, так и с Малым Хинганом. Несколько хуже они сопоставляются с синием Северного Китая (см. табл. 1).

Наличие прослоев грубообломочных пород в средней части разреза дальзаводской толщи говорит скорее о внутриформационных размывах, которые в южной части массива, судя по величине кластического материала и мощности слоев, проявлены отчетливее, чем в северной. В целом же рассматриваемые образования характеризуются тонким терригенным материалом, карбонатные породы обладают чистотой химического состава. В частности, по химическому составу известняки приближаются к чистому карбонату кальция.

Верхнепротерозойские отложения содержат огромные запасы известняков и доломитов, которые сами по себе являются полезными ископаемыми, а также имеют большое значение как среда, благоприятная для локализации полиметаллических, флюоритовых и редкометальных месторождений. Митрофановская свита характеризуется повышенной графитоносностью. Некоторые горизонты верхнего протерозоя представляют интерес с точки зрения поисков железных руд, марганца и фосфоритов. Как стекольное сырье представляет интерес порфироиды спасской (?) свиты.

Палеогеографическая обстановка формирования протерозойских отложений может быть охарактеризована лишь в самых общих чертах.

В течение раннего протерозоя территория Ханкайского массива входила в пределы геосинклинального бассейна, в котором накапливались карбонатные и туфогенно-осадочные толщи. Можно предположить, что в конце раннего протерозоя эта зона испытала поднятие и размыв. Однако твердых доказательств этому нет и процесс дальнейшей седиментации мог продолжаться без перерыва.

В среднем протерозое в геосинклинальном бассейне формировалась мощная толща терригенно-вулканических пород. Интенсивное прогибание этого бассейна привело к глубокому погружению накопившихся в течение раннего и среднего протерозоя осадков, что способствовало их региональному метаморфизму. В конце среднего протерозоя на месте Ханкайского массива происходили, вероятно, локальные поднятия. Связанный с этим размыв был достаточно длительным, поскольку на поверхности обнажились метаморфические породы.

Позднепротерозойская седиментация началась с накопления терригенных толщ спасской свиты. Погружение земной коры в южной и средней частях Ханкайского массива происходило быстрее, нежели в его северных районах. Мощность свит на юге примерно в полтора

http://jurassic.ru/

раза превышает мощность тех же свит на севере и составляет не менее 6500 *м*. Погружению на первых его этапах сопутствовали дизъюнктивные нарушения, явившиеся подводящими каналами для магмы кислого и среднего состава. Излияние магмы шло параллельно с осадконакоплением в морском бассейне и проявлено более полно в южной части распространения рифейских толщ.

Позднепротерозойский морской бассейн, очевидно, выходил далеко за пределы площади Ханкайского массива, так как нет никаких данных, указывающих на близость береговой линии. Наоборот, чистота известняков, наличие доломитов, отсутствие прибрежных фаций скорее говорят об ее значительном удалении. Наличие водорослевых известняков свидетельствует о мелководности морского бассейна и теплом климате.

Несмотря на полученные в последние годы новые данные о стратиграфии докембрия Приморья, все еще остается ряд неясных и дискуссионных вопросов, касающихся его расчленения и возрастной корреляции.

Недостаточно ясно соотношение нижнего и среднего протерозоя. Большинство исследователей предполагают наличие между ними углового несогласия или, по крайней мере, размыва. Н. П. Васильковский допускает возможность непрерывной седиментации от нижнего протерозоя до верхнего.

Нет единого мнения о возрасте нижнего комплекса докембрия. Преобладает мнение о его нижнепротерозойском возрасте. Однако некоторые геологи относят его к архею.

Нет единства во взглядах и на границу между средним и верхним протерозоем. Большинство геологов вслед за Ю. Я. Громовым (1959а, Громов, Путинцев, 1961) границу между протерозойскими и рифейскими образованиями проводят в основании спасской свиты (серии), считая, что в междуречье Спасовки и Одарки эта свита несогласно залегает на татьяновской свите (М. А. Мишкин, 1960 г.; И. В. Мишкина, 1965 г.). Некоторые исследователи (А. М. Смирнов, А. Ф. Шехоркина и др.) полагают, что спасскую свиту следует относить к среднему протерозою, считая рифейскими лишь вышележащие образования.

Продолжает оставаться неясным вопрос о протерозойско-кембрийской границе. Не так давно между рифейскими и кембрийскими отложениями предполагался крупный перерыв. Часть геологов и сейчас придерживается этого мнения, но большинство исследователей считают, что осадконакопление от верхнего протерозоя до кембрия шло непрерывно. Вместе с тем стратиграфическое положение рассматриваемой границы точно не установлено. Требует уточнения корреляция разрезов верхнего протерозоя Вознесенской и Лесозаводской подзон главным образом из-за отсутствия находок органических остатков в протерозое и кембрии Лесозаводской подзоны.

Таков не полный перечень проблем, которые необходимо решить в будущем.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения распространены в Лесозаводской и Спасской структурно-фациальных подзонах Ханкайского массива и в Синегорской подзоне Даубихинской синклинальной зоны.

http://jurassic.ru/

Кембрийские отложения в Приморском крае установлены А. Ф. Калмыковым, обнаружившим в 1947 г. в известняках близ ст. Кнорринг остатки кембрийских трилобитов. Ранее эти отложения относили предположительно к девону (Т. Д. Дубейко, З. В. Сидоренко, Е. П. Коростовцева). В последующие годы кембрийские отложения изучал П. Н. Кропоткин (1949), заложивший основы их стратиграфии. В 1955—1959 гг. стратиграфией кембрия занимался Ю. Я. Громов (ВСЕГЕИ), специализированные исследования проводили в 1953—1956 гг. В. Н. Яковлев, с 1953 по 1965 гг. А. Ф. Шехоркина (ДВФ АН СССР); геологическое картирование площадей развития кембрийских отложений — Ю. Н. Олейник, М. А. Мишкин и др. (Приморское геологическое управление).

В последние годы крупномасштабное геологическое картирование на площадях развития кембрийских образований провели И. В. Мишкина, Н. Х. Дударчук, В. А. Бажанов и др.

Исследования литологии и формаций кембрийских отложений в течение многих лет проводила А. Ф. Шехоркина. Палеонтологические определения кембрийской фауны производились А. Г. Вологдиным, В. Н. Яковлевым, а в настоящее время, начиная с 1961 г., О. Г. Окуневой (Приморское геологическое управление). Палинологические исследования производились Н. Ф. Затулой и В. Г. Зиминой.

Кембрийская система в Приморье подразделяется на фаунистически доказанные нижний и средний отделы и предположительно выделяемый верхний отдел.

Толщи, относимые к верхнему протерозою и кембрию в Лесозаводской структурно-фациальной подзоне, слагают однотипные, вытянутые в одном направлении структуры, что дает основание предполагать согласное залегание кембрия и протерозоя.

В Приморье нет доказательства согласного залегания ордовика на кембрии, так как не обнаружена верхнекембрийская и ордовикская фауна. В Лесозаводской подзоне толщи, сопоставленные с кембрийскими отложениями Спасской подзоны, без следов перерыва подстилают тамгинскую серию, содержащую в средней и верхней частях разреза флору скорее всего силурийского облика. Эти данные позволяют предполагать согласное залегание ордовика и кембрия.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Палеонтологически обоснованные нижнекембрийские отложения известны в Спасской подзоне Ханкайского массива и в Синегорской подзоне Даубихинской зоны. Они подразделяются на песчано-сланцевую толщу, залегающую в основании разреза, прохоровскую и дмитриевскую свиты и толщу песчаников и гравелитов.

Песчано-сланцевая толща развита в Спасской подзоне, где обнажена на левобережье р. Спасовка близ г. Спасск-Дальний и на отдельных участках прослеживается до с. Евсеевка. Эта толща Н. А. Беляевским и др. (1955), Ю. Я. Громовым (1958а), Ю. Г. Ивановым и др. (1960) относилась к верхнему докембрию. В 1964 г. в указанной толще И. В. Мишкиной и О. Г. Окуневой была собрана кембрийская фауна.

Рассматриваемая толща по разлому контактирует с кабаргинской свитой верхнего протерозоя. Контакт ее с вышележащей прохоровской свитой Ю. Я. Громовым был описан как согласный, однако непосредственно в обнажениях он не наблюдается и горными выработками не вскрыт.

http://jurassic.ru/

Вследствие плохой обнаженности разрез толщи изучен недостаточно.

Разрез нижней части толщи описан И. В. Мишкиной в карьере на юго-западной окраине г. Спасска-Дальнего.

1. Песчаники (0,5—0,1 *м*) и филлитовидные сланцы (0,2—0,5 *м*). Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые, известковистые, красновато-коричневые; филлитовидные сланцы тонкоплитчатые и листоватые красновато-коричневые, мощность более . . . 15 *м*
2. Песчаники и филлитовидные сланцы зеленовато-серые, менее известковистые, чем нижележащие . . . . . 20 „
3. Песчаники и сланцы, отличающиеся от нижележащих темно-серым цветом . . . . . 70 „
4. Известняки серые, местами пятнистые . . . . . более 12 „

Аналогичный разрез нижней части толщи наблюдается в районе с. Дубовское. Выше здесь залегают:

1. Кремнистые (3—10 *см*) и глинистые (15—20 *см*) сланцы серые и темно-серые . . . . . 20 *м*
2. Глинистые сланцы светло-серые и желтовато-серые . . . . . >15 „

Мощность описанного разреза 150—160 *м*, общая видимая мощность немногим более 750 *м*.

Филлитовидные сланцы этой толщи всегда содержат серицит и хлорит, хотя алевролитовая структура их сохраняется достаточно отчетливо. Зеленоватые оттенки пород объясняются присутствием хлорита, а красноватые — гидроокислов железа.

В известняках описываемой толщи И. В. Мишкиной и О. Г. Окуневой на междуречье Спасовки и Кулешовки были найдены: *Ajacicyathus* sp., *Tumulocyathus* sp., *Epiphyton* sp., *Renalcis polymorphus* (Maclov), *Epiphyton* cf. *scoparium* Korde, *Nubecularites catagraphus* Reitl., *Botominella lineata* Reitl. и трубчатые образования, близкие к *Amganella*. По заключению О. Г. Окуневой, фауна и флора характерны для ербинских слоев боградского горизонта Саяно-Алтайской области. Сопоставляя этот комплекс органических остатков с комплексом из прохоровской свиты, О. Г. Окунева сделала предварительный вывод о более древнем возрасте песчано-сланцевой толщи.

Аналоги песчано-сланцевой толщи, очевидно, имеются и в Вознесенской и Лесозаводской подзонах, но вследствие плохой обнаженности и отсутствия находок фауны они еще не выделены. В Лесозаводской подзоне предполагаемые выходы толщи закрыты аллювием р. Кабарга.

Прохоровская свита. Наиболее полные ее разрезы наблюдаются на горе Медвежьей и с. Прохоры в Спасской подзоне. Отсюда свита прослеживается на юго-восток в район с. Евсеевка и далее в Синегорскую подзону, в бассейн р. Даубихеза.

Ввиду плохой обнаженности и наличия разломов вопрос о соотношении прохоровской свиты с нижележащими и перекрывающими породами до настоящего времени однозначно не решен.

Как уже упоминалось выше, на согласный контакт известняков прохоровской свиты с песчано-сланцевой толщей, считая ее докембрийской, указывали Н. А. Беляевский и др. (1955) и Ю. Я. Громов. Оспаривая это положение, В. Н. Яковлев ссылался на присутствие под известняками близ ст. Кнорринг мощной толщи конгломератов, якобы свидетельствующей о наличии несогласия. Ю. Н. Олейник и Ю. Я. Громов в 1956 г. установили, что конгломераты лежат выше известняков, а сами известняки на этом участке приурочены не к основанию нижнего кембрия, а к дмитриевской свите.

От более молодых кембрийских образований в Спасской подзоне прохоровская свита отделена разломами (см. рис. 23, *Б*), а в Синегор-

http://jurassic.ru/

ской подзоне в бассейне р. Даубихеза она согласно перекрывается дмитриевской свитой.

Наибольший объем в составе свиты занимают известняки, которые в зависимости от количества углистого материала имеют более светлые или темные оттенки. При преобладании известняков массивной текстуры наблюдаются разновидности со слоистой (мощностью слойков от первых миллиметров до 5—10 *см*) конгломератовидной и брекчиевидной текстурами. По количеству примеси того или иного материала различают мергелистые, доломитизированные, битуминозные и другие известняки, но в общем случае известняки довольно чистые (окиси кальция до 53—54%).

Меньшее место в прохоровской свите занимают породы, объединяемые нередко под названием кремнистых, ими сложена средняя часть свиты. Кроме алевропелитовых кремнистых пород с массивной текстурой, нередко наблюдаются сланцеватые брекчиевидные разности. Сланцеватость в породе иногда располагается под углом к слоистости; последняя часто оказывается чрезвычайно тонкой и обнаруживает признаки волнистости и микроскладчатости.

Многочисленные химические анализы кремнистых пород показывают, что они весьма богаты окисью кремния (обычно 93,5—96,5%). Доломиты, залегающие в виде линз и прослоев мощностью от первых метров до 200 *м*, представлены серыми и белыми сахаровидными породами. Доломиты Бук-Прохоровского месторождения в отдельных пробах показали содержание окиси магния до 33,12%, что превышает теоретически возможное количество магния в них. Это свидетельствует о наличии здесь и магнезита, который пока минералогически не подтвержден.

Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и спонголиты представлены маломощными прослоями. Спонголиты, отмеченные А. Ф. Шехоркиной в районе Спасского цементного завода, состоят из мелких (диаметром 0,02—0,04 *мм*), трех- и четырехлучевых спикул губок диаметром до 0,04 *мм*. А. И. Жамойда описал в спонголитах сферические толстостенные радиолярии плохой сохранности, принадлежащие семейству Liosphaeridae, *Cenosphaera* (?). Отдельные радиолярии напоминают представителей подсемейства Stichocapsinae.

Изучение акцессорных минералов из пород прохоровской свиты показывает, что в весьма незначительных количествах они представлены корундом, гранатом, цирконом, пиритом и пирротином.

Рассматриваемая свита расчленена на три подсвиты.

Нижняя подсвита встречена на восточной окраине с. Прохоры; в ее основании залегают:

1. Известняки темно-серые, почти черные, массивные, с прослоями мергелей . . . . . 22 *м*
2. Известняки слоистые, с прослоем серых массивных известняков . . 8 „
3. Известняки темно-серые . . . . . 2 „

Более высокие слои на западном склоне г. Медвежьей (по Ю. Я. Громову, 1959 г.) имеют такую последовательность:

1. Известняки черные, массивные, издающие при ударе запах сероводорода . . . . . 10 *м*
2. Известняки черные и темно-серые, массивные, водорослевые . . . 65 „
3. Глинистые, часто мергелистые сланцы, зеленовато-серые, с редкими маломощными прослоями алевролитов и мергелей . . . . . 15 „
4. Известняки черные, слоистые, мергелистые . . . . . 1,5 „
5. Глинистые сланцы, близкие сланцам из горизонта «3» . . . . . 55 „
6. Известняки серые и светло-серые, массивные, реже грубослоистые. В верхних частях разреза содержат прослои, линзы и неправильных очертаний выделения кремнистых пород . . . . . 260 „
7. Известняки светло-серые, массивные, водорослевые . . . . . 10 „

http://jurassic.ru/

Выше залегают кремнистые породы среднепрохоровской подсвиты. Видимая мощность нижнепрохоровской подсвиты около 450 *м*, в 10—15 *км* юго-восточнее, у совхоза «Рыбхолод» — 300 *м*. Здесь подсвита представлена исключительно известняками.

Примерно такую же мощность нижняя подсвита имеет еще юго-восточнее, у с. Евсеевка, где она представлена известняками с прослоями (до 20 *м*) глинистых и песчано-глинистых сланцев. Западнее г. Спасска, по И. В. Мишкиной, мощность нижней подсвиты увеличивается до 1200 *м*.

В Синегорской подзоне в бассейне р. Даубихеза, по данным Ю. Н. Олейника (1959 г.), описываемая подсвита имеет мощность 500 *м* и не содержит темно-серых известняков.

Приведенные выше разрезы палеонтологически не охарактеризованы, что давало повод А. М. Смирнову и А. Ф. Шехоркиной считать прохоровскую свиту переходной по возрасту от синия к кембрию. Однако имеются основания полагать, что сборы П. Н. Кропоткина и др. (1953) органических остатков в известняках у гаража Спасского овощеводческого совхоза сделаны из нижнепрохоровской подсвиты, поскольку эти известняки согласно перекрыты кремнистыми породами, известными только в составе среднепрохоровской подсвиты (Беляевский и др., 1955).

Из сборов Н. П. Кропоткина А. Г. Вологдиным определены археоциаты *Rhabdocyathus* sp., *Archaeocyathus* sp., *Leptocyathus* sp., *Spirocyathus* sp., *Orbicyathus mongolicus* Vologd., *O.* cf. *vinkmani* Vologd., *Tersia nodosa* Vologd., *Tersicyathus* sp., *Protopharetra* sp. и водоросли *Epiphyton fasciculatum* Chapman, *E. densum* Vologd., *E. tenue* Vologd., *Girvanella antiqua* Maslov. и др., свидетельствующие о принадлежности этих известняков к нижнему кембрию или низам среднего кембрия.

О. Г. Окуневой из собственных дополнительных сборов из этих же точек определены: *Archaeolynthus sibiricus* (Toll.), *Dokidocyathus* cf. *simplicissimus* Taylor, *Ajacicyathus arteintervallum* (Vologd.), *A. speranskii* (Vologd.), *Coscinocyathus* cf. *arquatus* Vologd. и установлены шесть новых видов. На основании собственных представлений о структурном положении рассматриваемой подсвиты на территории совхоза И. В. Мишкина и О. Г. Окунева считают эту подсвиту не нижним, а верхним членом разреза прохоровской свиты.

Средняя подсвита сложена в основном кремнистыми породами, среди которых преобладают черные и темно-серые, нередко брекчированные разновидности.

1. Кремнистые породы черные, массивные, в отдельных прослоях брекчиевидные	18 *м*
2. Кремнистые породы, почти черные и темно-серые, микрослоистые, нередко обладающие плитчатой отдельностью	12 „
3. Кремнистые породы, образованные частым чередованием их разностей черного и светло-серого цвета	10 „
4. Кремнисто-глинистые сланцы черные, массивные и тонкослоистые, в основании пачки брекчиевидные	5 „
5. Кремнисто-глинистые сланцы	3 „
6. Кремнистые породы черные, массивные, в основании пачки брекчиевидные	2 „
7. Кремнистые породы черные, массивные, иногда брекчиевидные	12 „
8. Кремнистые породы черные, массивные, местами мелкослоистые	13 „
9. Кремнистые породы черные и темно-серые, с брекчиевидной текстурой, в отдельных прослоях, массивные	20 „

Мощность подсвиты в разрезе порядка 100 *м*.

Западнее г. Спасска И. В. Мишкина к среднепрохоровской подсвите относит также мощную (800 *м*) толщу кремней. Не исключено, что они

http://jurassic.ru/

занимают более низкое стратиграфическое положение. Восточнее горы Медвежьей в составе подсвиты появляются прослои известняков. В кремнистых породах встречаются многочисленные реликты радиолярий. В районе с. Евсеевка среднепрохоровская подсвита обогащена глинистыми сланцами, занимающими до 40% ее объема, и имеет мощность 200—300 *м*.

Важным фактом является обнаружение И. В. Мишкиной железистых кварцитов, по-видимому, относящихся к среднепрохоровской подсвите. В Синегорской подзоне, в бассейне р. Даубихеза, подсвита сложена кремнистыми породами, обычно брекчированными.

Верхняя подсвита представлена известняками. Юго-восточнее с. Прохоры она имеет следующий разрез:

1. Известняки темно-серые, водорослевые, иногда почти черные, издающие при ударе запах сероводорода . . . . . 20 *м*
2. Известняки серые и светло-серые, массивные, реже грубослоистые, с прослоями (до 1,5 *м*) бордово-красных алевролитов и сланцев. В известняках Ю. Я. Громовым собраны водоросли (определения А. Г. Вологдина): *Epiphyton tenue* Vologd., *Epiphyton fruticosum* Vologd. . . . 146 „
3. Известняки светло-серые, водорослевые, реже грубослоистые . . . 56 „
4. Известняки светло-серые, массивные, реже слоистые с *Archaeolynthus* sp., *Tersia* sp., *Epiphyton fruticosum* Vologd. и др. Известняки по простиранию замещаются доломитами . . . . . >180 „

Общая мощность подсвиты около 1000—1500 *м*.

В 1962 г. из этого же разреза О. Г. Окуневой собраны и определены многочисленные водоросли *Epiphyton* cf. *evolutum* Korde, *Nubecularites* sp., единичные археоциаты семейства Batchatocyathidae. Весь этот комплекс органических остатков позволяет относить вмещающие его отложения к нижнему кембрию — к верхам алданского яруса (ербинские слои боградского горизонта).

В аналогичных разрезах в бассейне р. Даубихеза известны линзы доломитов мощностью до 20—30 *м*. Характерной чертой подсвиты является наличие битуминозных и темно-серых известняков, обладающих сланцеватой текстурой.

По мнению большинства геологов, в Лесозаводской структурно-фациальной подзоне возрастными аналогами прохоровской свиты являются смольнинская и рудоносная свиты.

Смольнинская свита. Впервые под названием свиты нижних известняков была выделена А. Н. Никифоровым в 1934 г. в северной части Ханкайского массива. Как смольнинская свита в этом районе она была описана в 1961 г. Е. П. Леликовым. В отношении возраста смольнинской свиты нет единого мнения, поскольку А. М. Смирнов, В. А. Ярмолюк и некоторые другие склонны относить ее к верхнему протерозою, а другие к кембрию. Свита прослеживается в виде разрозненных выходов от горы Малой Смольной на восток-северо-восток почти в верховье р. Большая Кабарга, а на западе от среднего течения р. Кабарга.

Свита согласно перекрыта рудоносной свитой, а соотношения с нижележащими верхнепротерозойскими породами не наблюдалось, но, судя по структурному плану, между ними угловое несогласие отсутствует (см. рис. 23, *А*). На горе Малой Смольной неполный разрез свиты, по А. Ф. Крамчанину, следующий:

1. Темно-серые глинисто-серицитовые сланцы с прослоями темно-серых, почти черных доломитов . . . . . >10 *м*
2. Пятнистые, массивные серые доломиты с прослоями темно-серых доломитов . . . . . 25 „
3. Темно-серые, почти черные массивные доломиты . . . . . 50 „
4. Темно-серые доломитизированные известняки и доломиты с прослоями хлорит-серицитовых сланцев . . . . . 30 „

http://jurassic.ru/

5. Темно-серые кремнистые сланцы с прослоями светло-серых доломитовых известняков . . . . . 25 *м*
6. Голубовато-серые полосчатые доломитовые известняки и доломиты 30 „
7. Массивные, реже тонкополосчатые, доломитизированные известняки и доломиты, окремненные (?) . . . . . 125 „

Мощность приведенного разреза 295 *м*.

Разрез свиты к западу от горы Малой Смольной отличается от описанного меньшим количеством сланцев. К северу, на Таловском железорудном месторождении, свита представлена светло-серыми и голубовато-серыми доломитами и доломитизированными известняками. Общая ее мощность около 500 *м*.

Рудоносная свита обнажена на разрозненных участках в бассейне р. Большая Кабарга. Обособленные выходы свиты хорошо увязываются друг с другом по магнитным аномалиям, на основании которых можно с уверенностью говорить о наличии здесь единого протяженного рудного горизонта, скрытого под покровом кайнозойских образований.

Впервые рудоносная свита выделена в 1933 г. Т. Д. Дубейко, считавшей ее девонской. Позднее при поисково-разведочных работах на железорудных месторождениях ее изучали А. Н. Никифоров (1941 г.), А. Ф. Баранов (1939 г.) и др. Фосфатоносность свиты в 1958—1959 гг. исследовал Ю. К. Танин. Детально свита изучена в 1961—1962 гг. А. Ф. Крамчаниным, Е. Д. Касьяном.

Рудоносная свита расчленяется на три горизонта: подрудный, рудный и надрудный.

Подрудный горизонт представляет собой пачку переслаивающихся серицитовых, серицит-хлоритовых и графитистых сланцев, меняющую свою мощность от 10 *м* на Долинском и Пологом месторождениях до 80 *м* на Смольнинском и Казенном. На Таловском месторождении подрудный горизонт местами выклинивается полностью, и рудный горизонт ложится непосредственно на доломиты и доломитизированные известняки смольнинской свиты.

На Смольнинском месторождении подрудный горизонт, по А. Ф. Крамчанину, имеет следующий разрез:

1. Глинисто-серицитовые сланцы . . . . . 5 *м*
2. Переслаивание глинисто-серицитовых и серицит-графитистых сланцев 12 „
3. Переслаивание глинисто-серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев 35 „
4. Переслаивание алевролитовидных, глинисто-серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев . . . . . 28 „

Мощность горизонта по разрезу 80 *м*.

Уменьшение мощности горизонта по простиранию обусловлено выклиниванием серицит-графитистых и алевролитовых пород. В этом случае подрудный горизонт представляет собой переслаивание глинисто-серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев.

Рудный горизонт состоит из чередующихся прослоев большей или меньшей мощности рудных и безрудных кварцитов, с одиночными прослоями песчаников и глинистых сланцев. Рудные кварциты представляют собой железные руды типа джеспилитов, железо-марганцевые и марганцевые руды; последние, как правило, приурочены к основанию горизонта.

Минеральный состав руд не выдержан в различных частях горизонта, что обусловлено окислительными процессами, проявившимися на отдельных участках с различной интенсивностью. Наличие богатых железных руд стоит в прямой зависимости от мощности горизонта, которая изменяется от 10 до 87 *м*. (Толщи Митрофановского и Кабаргинского месторождений в настоящей работе рассматриваются как рифейские.)

http://jurassic.ru/

Наиболее полно разрез железорудного горизонта представлен на Таловском месторождении, где он был вскрыт в 1959 г. Ю. К. Таниным:

1. Пачка переслаивающихся марганцевистых кварцитов, марганцевых руд, безрудных кварцитов. Мощность прослоев от долей сантиметра до 15—20 *см*	4 *м*
2. Пачка гематитовых и магнетит-гематитовых кварцитов с прослоями безрудных кварцитов	9 „
3. Пачка переслаивающихся железо-марганцевых кварцитов (0,4—4,8 *м*) и безрудных кварцитов (0,2—1,3 *м*)	17 „
4. Пачка переслаивающихся гематитовых, магнетит-гематитовых и магнетитовых руд, безрудных кварцитов с единичными прослоями глинистых сланцев	14 „
5. Пачка переслаивающихся магнетит-гематитовых руд и слюдисто-глинистых сланцев	9 „
6. Пачка переслаивающихся магнетит-гематитовых руд, фосфатно-кремнистых и безрудных кварцитов	22 „
7. Глинистые слюдистые сланцы	4 „
8. Безрудные кварциты темно-серые, с маломощными прослоями глинисто-слюдистых ожелезненных сланцев	11 „

Общая мощность горизонта 87 *м*.

В рудном горизонте наиболее распространены кварциты, представленные темно-серой, плотной слоистой породой, состоящей из субмикроскопического агрегата кремнезема, в рудных разностях которого равномерно, тонкими полосами распределены многочисленные сгустки тонкозернистого пылевидного рудного минерала, обусловливающие слоистую текстуру породы. Плотно сгруппированные скопления рудного минерала иногда образуют сплошные рудные прослои, среди которых наблюдаются лишь незначительные, редкие участки халцедоновидного кремнезема. Различаются магнетитовые, мартитовые, гематитовые и марганцевые руды. Последние представлены окисленными кварц-спессартитовыми разностями — гондитами. Минералы марганца представлены браунитом, гаусманитом, псиломеланом и спессартитом.

Надрудный горизонт сложен глинисто-серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями доломитизированных известняков и доломитов в частных разрезах. Как и подрудный горизонт, он имеет изменчивую на незначительных расстояниях мощность от 10 *м* на месторождении Пологом (к северо-востоку от с. Орловка) до 300 *м* на месторождении Казенном, расположенном в 6 *км* южнее первого.

Разрез надрудного горизонта, составленный Ю. К. Таниным в 1959 г. на месторождении Казенном, следующий:

1. Серые кремнисто-глинистые сланцы	5 *м*
2. Брекчиевидная марганцовая руда	0,5 „
3. Доломитизированные известняки	10 „
4. Серицито-хлоритовые сланцы	1 „
5. Доломитизированные известняки светло-серые	1 „
6. Серицито-хлоритовые сланцы	7 „
7. Глинисто-серицитовые сланцы	90 „
8. Глинисто-серицитовые сланцы с пятнистой окраской	30 „

Мощность горизонта по разрезу около 145 *м*.

Общая мощность рудоносной свиты 450—500 *м*.

Дмитриевская свита распространена в Спасской и Лесозаводской подзонах Ханкайского массива и в Синегорской подзоне Даубихинской зоны. Свита сложена известняками и двумя горизонтами сланцев.

В Спасской подзоне рассматриваемая свита по объему отвечает свите верхних известняков с археоциатами и трилобитами, выделенной в 1947 г. А. Ф. Калмыковым, и известняково-сланцевой дмитриевской серии, установленной в 1956 г. В. Н. Яковлевым. Однако из разреза этой серии В. Н. Яковлев исключал самые верхние горизонты, обнаженные близ ст. Кнорринг и вскрытые карьером у с. Меркушевка,

http://jurassic.ru/

содержащие многочисленные археоциаты. Эти горизонты он относил к вышележащей, по его мнению, спасской серии.

Дмитриевская свита прослеживается от с. Дмитриевка, где находится ее стратотип, на северо-запад до ст. Кнорринг, а на юго-восток распространяется в Синегорскую подзону до бассейна р. Даубихеза.

Самые нижние горизонты дмитриевской свиты в стратотипах неизвестны, так как отсутствуют ее стратиграфические контакты с прохоровской свитой. Верхние горизонты свиты перекрыты меркушевской свитой. Свита расчленена на три подсвиты.

Нижняя подсвита обнажается в сводовой части дмитриевского антиклинория в районе с. Дмитриевка (см. рис. 23, *Б*), на больших площадях перекрыта четвертичными образованиями, под которыми вскрывается только скважинами.

В Спасской подзоне подсвита представлена светло-, реже темно-серыми массивными известняками, среди которых отмечаются пятнистые («конгломератовидные») разности. «Конгломератовидность» известняков обусловлена наличием темно-серых, округлой формы пятен на фоне светло-серой основной массы. Низы разреза подсвиты здесь неизвестны, видимая мощность не менее 500 *м*.

В Синегорской подзоне подсвита представлена светло-серыми известняками, среди которых встречаются разности с розовыми и кремовыми разводами и лишь изредка известняки приобретают более темный цвет. Они обладают мелкозернистой структурой и массивной текстурой. Здесь, по данным Ю. Н. Олейника (1959 г.), дмитриевская свита согласно залегает на прохоровской, а верхние горизонты подсвиты неизвестны. Видимая мощность подсвиты 600—700 *м*.

В крайней юго-восточной части распространения нижнедмитриевской подсвиты в известняках установлена линзовидная залежь конгломерато-брекчий с известняковым цементом (длина около 1 *км*, мощность не более 150 *м*). Наблюдались как резкие, так и постепенные переходы от конгломерато-брекчий к известнякам. Кластический материал конгломерато-брекчий представлен мелко-, средне- и крупнокристаллическими известняками. Весьма редко встречаются мелкие обломки кремнистых пород и мелкие зерна кварца. Цементирующим веществом является разнозернистый известняк, резко преобладающий над обломочной частью. Эти породы, по-видимому, образовались из осадков, накапливавшихся у подножия рифов.

Акцессорные минералы нижней подсвиты состоят главным образом из магнетита, в отдельных образцах наблюдается пирит, обычно в единичных зернах, а также минералы группы эпидота, гранат и касситерит.

В известняках нижнедмитриевской подсвиты в Спасской подзоне обнаружены многочисленные остатки арцеоциат, из которых О. Г. Окуневой собраны и определены следующие формы: *Archaeolynthus nalivkini* Vologd., *Rhabdocyathella* sp., *Capsulocyathus irregulares* Zhur., *Fransuasaecyathus subtumulatus* Zhur., *Ajacicyathus* cf. *khemtschikensis* (Vologd.), *Robustocyathus tomicus* (Vologd.), *Loculicyathus membranivestites* Vologd., *Archaeofungia vernalis* Voronin, *A. dissepimentalis* Vologd., *Archaeocyathellus* sp., *Ethmophyllum grandiperforatum* Vologd., *Et.* ex gr. *rossicum* Zhur., *Gordonicyathus* cf. *loculatus* (Vologd.), *Tumulocyathus* aff. *pustulatus* Vologd., *Vologdinocyathus* sp., Tercyathaceae, *Ladaecyathus limbatus* (Zhur.), *Coscinocyathus dianthus* Born., *Clathricoscinus vassilievi* (Vologd.), *Protopharetra polymorpha* Born., *Araneocyathus sisovae* Vologd., *Szecyathus cylindricus* Vologd.

http://jurassic.ru/

По заключению О. Г. Окуневой, этот комплекс сопоставляется с комплексом археоциат санаштыкгольского горизонта (его низами) Саяно-Алтайской области, что позволяет предварительно отнести нижнедмитриевскую подсвиту к нижней части ленского яруса. Кроме археоциат, О. Г. Окуневой в шлифах обнаружены трилобиты, гиолиты, брахиоподы и спикулы губок.

Средняя подсвита включает три горизонта — нижний сланцевый, средний — известняков и верхний сланцевый, которые наиболее полно изучены на высоте горы Карьерной, северо-западнее с. Дмитриевка.

Нижний сланцевый горизонт (45—50 *м*) сложен тонкопереслаивающимися (менее 0,5 *см*) глинистыми и известково-глинистыми сланцами, мергелями, известняками и алевролитами. Последние встречены только в верхних частях разреза. Обычным для описываемого горизонта является постепенный переход от нижележащих известняков и мергелей в глинистые сланцы, тогда как последние имеют резкий контакт с вышележащими известняками.

В известняках Ю. Я. Громовым в 1956 г. обнаружены немногочисленные остатки археоциат (*Bicyathus* sp.), водоросли (*Girvanella* sp. и *Sotenophora* sp.) *. В разрезе горизонта преобладают глинистые сланцы, представленные зеленовато-серыми тонкослоистыми породами с шелковым блеском на плоскостях сланцеватости. Среди сланцев существенную роль играют алевролито-глинистые слюдистые разности; известково-глинистые имеют подчиненное значение.

Известняки обычно темно-серые, почти черные, массивные, обладающие микрозернистой, иногда мозаичной структурой. Нередко до 2% породы составляет гематит в виде точечных включений. Рудные акцессорные минералы горизонта характеризуются значительным содержанием пирита (45,7%) и магнетита (31,3%). Пирит более характерен для нижних слоев горизонта. Из нерудных акцессориев присутствуют гранат, роговая обманка, единичные зерна турмалина, циркон, касситерит.

Горизонт известняков имеет следующий разрез:

1. Известняки черные, грубозернистые, мелкокристаллические	1,5 *м*
2. Сланцы известковистые с тонкими прослоями черных известняков	1,3 „
3. Известняки черные, с тонкими прослоями зеленовато-серых, глинисто-карбонатных сланцев	1,1 „
4. Известняки темно-серые, почти черные, мелкозернистые	2,3 „
5. Желтовато-зеленые, тонкослоистые глинисто-известковистые сланцы, переслаивающиеся с черными известняками	3,9 „
6. Известняки от темно-серых до черных, с тонкими прослоями сланцев	5,6 „
7. Известняки, переслаивающиеся с мергелями	0,8 „
8. Известняки от темно-серых до черных	0,5 „
9. Мергели зеленовато-серые, с прослоями черных известняков	0,9 „
10. Известняки темно-серые до черных, мелкокристаллические, массивные, с редкими тонкими (до 0,1 *мм*) прослоями мергелей и известковистых сланцев	5 „
11. Известняки светло-серые, массивные, среднекристаллические	24 „
12. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, мелкокристаллические	25 „

Мощность горизонта в приведенном разрезе 70—80 *м*, к юго-востоку она увеличивается до 100—130 *м*.

Найденные в известняках археоциаты, по определению А. Г. Вологдина, представлены: *Archaeolynthus* sp., *Uralocyathus* sp., *Ethmophyllum* sp., *Loculocyathus gigas* Vologd., *Coscinocyathus* sp., *Ajacicyathus* sp., *Tersia* sp., *Protopharetra* sp., *Szecyathus elegans* Vologd. Из водорослей определены: *Renalcis* sp., *Epiphyton grande* Gord.

О. Г. Окуневой отсюда определены: *Ethmophyllum* ex gr. *grandiperforatum* Vologd., *Araneocyathus* sp., *Rhabdocyathella* sp. и др.,

* Определения А. Г. Вологдина.

http://jurassic.ru/

встречающиеся также и в нижнедмитриевской подсвите.

Горизонт верхних сланцев в отличие от горизонта нижних сланцев имеет значительно большую мощность (250—300 *м*) и более тонкое переслаивание слагающих его пород.

По простиранию горизонт отличается фациальной неустойчивостью, выражающейся в увеличении карбонатного материала в юго-восточном направлении — в нем чаще встречаются прослои известняков, мергели преобладают над глинистыми сланцами.

Известняки горизонта имеют массивную неясносланцеватую текстуру и микрозернистую, часто мозаичную структуру. Мергели и сланцы аналогичны таковым из нижнесланцевого горизонта. Рудные акцессории в известняках представлены главным образом магнетитом, меньшее значение имеет пирит. Из нерудных минералов присутствуют цоизит, амфибол, ангидрит и лазурит.

Химические анализы показывают, что глинистые сланцы, как правило, содержат значительное количество окиси кальция. В них рудные акцессории представлены пиритом, пирротином, магнетитом и агрегатами гидроокислов железа, составляя в отдельных образцах до 99,8% всех акцессорных минералов. Из нерудных минералов наиболее распространены гранат, цоизит и эпидот. Реже наблюдаются роговая обманка, пироксен, амфиболы, циркон, сфен, доломит, рутил, турмалин. Вызывает интерес присутствие в легкой фракции галита (?) и ангидрита, обнаруженных В. Н. Яковлевым в виде единичных зерен.

В средней подсвите О. Г. Окуневой в 1964 г. собраны трилобиты (определение Л. Н. Репиной): *Rondocephalus mirandus* Pork., *Calodiscus* sp., *Laticephalus tuberosus* Pork., *Bonnia* sp., *Redlichina* sp., *Serrodiscus agnostoides* Polet., *S.* cf. *pokrovskaya* Polet., являющиеся руководящими формами санаштыкгольского горизонта.

В средней подсвите В. Г. Зимина (1962) обнаружила и определила споры: *Protolei conglutinatum* Tim., *Leioaletes* sp., *Trachytriletes incrassatus* Naum., *Lophotriletes*? *rugosus* Naum., *L. impalpabilis* Naum., *L.*? *asper* (Tim.), *Lophoaletes* sp., Diacrodiaceae Tim., *Dyctyotriletes* sp. Комплекс спор, по ее мнению, сходен с нижнекембрийским комплексом Присаянья.

Верхняя подсвита представлена мощной толщей известняков. Соотношение ее с нижележащей подсвитой не установлено, но, судя по литологическим особенностям средней подсвиты (верхняя часть горизонта верхних сланцев обогащается прослоями темно-серых известняков), можно полагать, что переход средней подсвиты в верхнюю постепенный. Эта подсвита сложена преимущественно известняками светлыми, массивными, переслаивающимися с темно-серыми и почти черными. Темные разности известняков содержат прослои сланцев. Ю. Я. Громов в 1959 г. описал следующий разрез подсвиты:

1. Известняки черные, слоистые, с прослоями мергелей и глинистых сланцев	128 *м*
2. Глинистые сланцы	15—20 „
3. Известняки черные, слоистые, с тонкими прослоями мергелей и глинистых сланцев	29 „
4. Известняки темно-серые до черных; иногда пятнистые, слоистые, реже массивные, в редких прослоях мощностью до 1 *м*, брекчиевидные	189 „
5. Известняки светло-серые, преимущественно массивные, реже грубослоистые	11 „
6. Известняки черные, брекчиевидные	3 „
7. Глинистые сланцы	3 „
8. Известняки темно-серые, массивные	28 „
9. Известняки светло-серые и серые, преимущественно массивные, реже грубослоистые и брекчиевидные. Вверх по разрезу они постепенно сменяются более тонкоокрашенными слоистыми известняками, содержащими маломощные прослои глинистых и мергелистых сланцев	570 „

http://jurassic.ru/

10. Глинистые сланцы . . . . . 1 *м*
11. Известняки темно-серые, массивные . . . . . 3 „
12. Алевролитовые сланцы и песчаники . . . . . 5 „
13. Известняки темно-серые, местами слоистые . . . . . 5 „
14. Глинистые сланцы . . . . . 1 „
15. Известняки черные, массивные . . . . . 4 „

Мощность подсвиты по разрезу около 1000 *м*.

Выше лежат конгломераты меркушевской свиты.

Известняки верхней подсвиты характеризуются в основном тонкозернистой и криптокристаллической структурой. В известняках карьеров у ст. Кнорринг встречены прослои оолитовых разностей. В местах скоплений оолитов наблюдаются известковые спикулы губок. Алевропелиты, развитые в верхней части подсвиты, в частности у контакта с меркушевской свитой у ст. Кнорринг, состоят из сильно хлоритизированного агрегата зерен кварца и халцедона (?). При изучении разрезов верхнедмитриевской подсвиты Ю. Я. Громов и В. Н. Яковлев отмечали наличие в ней, в 10 *м* ниже контакта с конгломератами меркушевской свиты, туфогенных гравелитов, состоящих на 80% из гранита, аплита, диабаза, порфирита, обломков кварца и полевого шпата.

В верхней подсвите в карьере близ ст. Кнорринг А. Ф. Калмыковым в 1947 г. были найдены остатки трилобитов кембрийского облика, археоциат и водорослей; отсюда А. Г. Вологдиным определены: *Rhabdocyathus* sp., *Archaeocyathus* sp., *Ar. neoproskurjakovi* Vologd., *Leptocyathus* sp., *L.* cf. *regularis* Vologd., *Sibirecyathus dissepimentalis* Vologd., *Ethmophyllum ratum* Vologd., *Coscinocyathus* sp., *Cyclocyathus* sp., *Epiphyton fasciculatum* Chapm., *E. fruticosum* Vologd.

В этом же карьере в 1964 г. О. Г. Окуневой найдены и определены трилобиты *Erbiella* sp. и *Bonnia* (?) sp.* В 10 *км* юго-восточнее приведенного разреза подсвита отличается отсутствием сланцев и наличием туфогенных песчаников, речь о которых будет идти ниже.

Богатая фауна из верхнедмитриевской подсвиты была собрана в 1954—1956 гг. В. Н. Яковлевым. Из сборов в карьерах у ст. Кнорринг и западнее с. Меркушевка им определены археоциаты: *Archaeolynthus absolutus* Vologd., *Tersia pachynema* Vologd., *Protopharetra laqueata* Vologd., *Loculocyathus congruens* Vologd., *Coscinocyathus compositus* Zhur., *C. spatiosus* Vologd., *Uralocyathus uralensis* Vologd., *Archaeofungia dissepimentalis* Vologd., *Ethmophyllum spinosum* Vologd., *Thalamocyathus howelli* (Vologd.), *Tumulocyathus pustulatus* Vologd. и др., всего 106 видов. Этот комплекс фауны В. Н. Яковлев считал среднекембрийским. Таким образом, известняки залегают под конгломератами меркушевской свиты и являются самыми верхними горизонтами дмитриевской свиты. Не исключено, что наиболее богатые скопления археоциат, в частности у ст. Кнорринг и у с. Меркушевка, приурочены к рифам, и рифовые известняки играют значительную роль в составе подсвиты.

О. Г. Окуневой в 1965 г. в верхней подсвите были собраны (восточнее совхоза ТОФ) и определены следующие археоциаты: *Tumuliolynthus (Propriolynthus) vologdini* (Jakovl.), *Loculicyathus membranivestites* Vologd., *Archaeofungia dissepimentalis* Vologd., *Ethmophyllum grandiperforatum* Vologd., *E. rossicum* Zhur., *Taylorcyathus* sp., *Tumulocyathus* aff. *pustulatus* Vologd., *Kijacyathus chomentovskii* Zhur., *Formosocyathus bulynnikovi* Vologd., *Coscinocyathus dianthus* Born., *Clathricoscinus vassilievi* (Vologd.), *Archaeocyathus latus* (Vologd.).

* Дополнительные находки трилобитов О. Г. Окуневой подтверждают нижнекембрийский возраст верхней подсвиты дмитриевской свиты.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

По заключению О. Г. Окуневой, этот комплекс сопоставим с археоциатами санаштыкгольского горизонта, но появление *Araneocyathus rackovskii* Vologd., *Archaeocyathus latus* (Vologd.), *Formosocyathus bulynnikovi* (Vologd.) говорит о возможности сопоставления с более молодыми отложениями — нижними (солонцовскими) слоями обручевского горизонта.

Из известняков верхней подсвиты района с. Меркушевка В. Г. Зиминой определен следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Protolei osphaeridium* sp., *Pr. conglutinatum* Tim., *Leiotriletes minutissimus* Naum., *L. crassum* Naum., *Trachytriletes* aff. *kryshtofovichii* Naum., *T. incrassatus* Naum., *Lophotriletes impalpabilis* Naum., *L.? rotundus* Naum., *Lophoaletes* sp., *Mycte rolygotriletes* aff. *marmoratus* (Tim.), *Brochoaletes* sp., *Stenozonotriletes sokolovi* (Tim.), *S.* aff. *chinaense* (Tim.). В. Г. Зимина указывает, что приведенный выше комплекс имеет общие черты с комплексом из среднедмитриевской подсвиты, заключающиеся в отсутствии форм с треугольными очертаниями, в слабой выраженности или в полном отсутствии щели разверзания, преобладании мелких сферических спор (10—12 до 20 *мк*). Видовой состав спор сходен с комплексами спор из нижнекембрийских отложений Присаянья. Это еще раз подтверждает одновозрастность отложений района высоты Карьерной и с. Меркушевка.

В Лесозаводской подзоне аналогом дмитриевской свиты считается толща карбонатных пород, перекрывающая рудоносную свиту на Казенном и Пологом месторождениях (районы гор Липовой и Содатской). Здесь свита представлена известняками голубовато-серыми, серыми и светло-серыми с прослоями глинисто-серицитовых сланцев в верхней ее части.

На Казенном месторождении верхняя часть разреза сложена преимущественно мергелистыми сланцами. Мощность дмитриевской (?) свиты в этом районе составляет 800—1000 *м*.

К дмитриевской свите толща отнесена на основании литологического сходства и положения в разрезе по отношению к смольнинской и рудоносной свитам.

Толща песчаников и гравелитов распространена в Синегорской подзоне на небольшой площади в бассейне р. Телянза. Она очень плохо обнажена и поэтому слабо изучена. Толща состоит из переслаивающихся песчаников разнозернистых и полимиктовых, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с карбонатным и карбонатно-кремнистым цементом и алевролитов и имеет мощность не менее 500 *м*.

В керне из скважины, пробуренной в этой толще на левобережье р. Телянза, севернее ст. Буянки, В. А. Бажановым в 1964 г. найдены брахиоподы, аналогичные брахиоподам, собранным Н. Х. Дударчуком в 1965 г. несколько севернее, на участке, где разрез толщи плохо изучен. Из коллекции Н. Х. Дударчука А. В. Санжара определила брахиоподы *Obolella* sp., *Trematobolus* sp., *Botsfordia* aff. *granulata* (Redlich.), *Acrotreta stellata* Aksarina, *A. coreanica* Saito. Последняя форма описана из верхней части нижнего кембрия, остальные встречаются в нижнем и низах среднего кембрия.

Совместно с брахиоподами были найдены трилобиты, определенные Л. И. Репиной как *Onchocephalina* sp., и *Kooteniella* sp., относящиеся, по ее мнению, к обручевскому горизонту нижнего кембрия. На этом основании толща песчаников и гравелитов отнесена к верхней части нижнего кембрия.

http://jurassic.ru/

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

К среднему кембрию в Спасской подзоне отнесены медвежинская толща и весьма условно меркушевская свита*. Соотношения между ними до сих пор не выяснены. Аналоги меркушевской свиты известны также и в Синегорской подзоне. В Лесозаводской подзоне среднекембрийские отложения выделяются условно в составе тамгинской серии.

Породы, относимые в настоящее время к среднему кембрию, были выделены в 1941 г. М. Г. Золотовым и Д. Е. Саватеевым в составе буянковской толщи. Наряду с конгломератами М. Г. Золотов и Д. Е. Саватеев отнесли к буянковской толще косослоистые песчаники и пестроокрашенные глинистые сланцы, придав им значение самостоятельных горизонтов. Условно возраст толщи считался пермо-карбоновым на основании общепринятого в то время мнения о девонском возрасте подстилающих толщу известняков.

Н. А. Беляевский, изучавший буянковскую толщу в бассейне ключа Буянкова в 1951 г., выделил ее в свиту и, основываясь на структурных особенностях, главным образом на степени пликативных дислокаций, отнес ее к среднему палеозою. В то же время он выделил из ее состава конгломераты, считая их условно среднекембрийскими. Ю. Я. Громов (1956 г.) буянковскую толщу выделил в буянковскую серию, расчленив ее на меркушевскую, вассиановскую и реттиховскую свиты, отвечающие горизонтам, выделенным М. Г. Золотовым. Возраст свит в конечном итоге Ю. Я. Громовым (1959б) был принят как среднепалеозойский на основании анализа абсолютного возраста альбитофира из верхних горизонтов серии (300±10% млн. лет; определения Н. И. Полевой).

Ю. Н. Олейник, изучая буянковскую серию в 1955—1956 гг., выделил в ее составе два разновозрастных комплекса — нижний, среднекембрийский, в который он включил меркушевскую, медвежинскую и реттиховскую свиты, и верхний, отделенный от подстилающих отложений несогласием, к которому он отнес вассиановскую свиту.

Медвежинская свита. Решениями Второго Дальневосточного стратиграфического совещания эта свита выделяется в ранге «толщи». Она развита в юго-восточной части Спасской подзоны, в бассейнах рек Медведица и, вероятно, Лунза и далее к востоку в Синегорской подзоне. Стратотипический разрез толщи составлен Ю. Н. Олейником по правому берегу р. Медведица к северо-востоку от с. Горный Хутор, где обнажены:

1. Мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и сланцами	более 350 *м*
2. Мелкозернистые песчаники	80—100 „
3. Крупнозернистые песчаники с прослоями мощностью до 5 *м* гравелитов и мелкозернистых песчаников	50 „
4. Мелкозернистые песчаники	70 „
5. Среднезернистые песчаники с прослоями гравелитов	50 „
6. Разнозернистые, главным образом мелкозернистые песчаники с прослоями сланцев	30 „
7. Конгломераты среднегалечниковые, с единичными прослоями крупногалечниковых	100 „
8. Гравелиты, содержащие спорадическую гальку	200 „
9. Среднезернистые песчаники с единичными гравийными зернами кварца и прослоями гравелитов	110 „

Общая мощность разреза около 850 *м*.

---

* Близ поселка Рыбхолодфлот О. Г. Окуневой найден и определен трилобит из рода *Cheiruroides*, принадлежащий, по-видимому, слоям из нижней части меркушевской свиты, ранее не имевшей палеонтологической характеристики.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Состав указанных пород полимиктовый. В них обломочный материал примерно в равной мере представлен обломками кварца и разнообразных пород. Последние представлены известняками, доломитами, кварцитами, мергелями, кремнистыми породами, серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами, алевролитами, обломками кислых и основных (?) эффузивных пород, единичными обломками микропегматита.

В нескольких километрах к юго-востоку от описанного разреза близ с. Горный Хутор в алевролитах данной толщи Н. Х. Дударчуком были собраны брахиоподы, которые определены в 1965 г. А. В. Санжарой как *Prototreta mimica* Bell., *P. flabellata* Bell., *Acrotreta* cf. *ophirensis* Walcott, *Botsfordia* aff. *granullata* (Redlich). А. В. Санжара отмечает, что виды *Prototreta mimica* Bell. и *Prototreta flabellata* Bell. распространены в основании среднего кембрия Северной Америки, *Acrotreta* cf. *ophirensis* Walcott также распространены в среднем кембрии Северной Америки, а *Botsfordia granulata* (Redlich) известна в верхах нижнего и низах среднего кембрия Кореи, Сибири и Китая.

Трилобиты, собранные совместно с брахиоподами, определены Л. Н. Репиной (1965) и представлены *Kootenia* sp., *Cheiruroides arcticus* N. Tchern., *Schistocephalus*? sp., *Edelsteinaspis* sp., они относятся к верхам нижнего низам среднего кембрия. Таким образом, приведенная фауна позволяет относить рассматриваемую толщу к среднему кембрию *.

Меркушевская свита распространена в Спасской подзоне. Она состоит из конгломератов, конгломерато-брекчий, гравелитов и песчаников. В составе обломочных пород преобладают известняки, кремнистые породы, сланцы и алевролиты. Не исключено, что свита является фациальным аналогом медвежинской толщи. Описываемая свита прослеживается почти непрерывной полосой от с. Меркушевка на северо-запад, где перекрывается четвертичными отложениями. В связи с общим погружением кембрийских структур в южном направлении от с. Меркушевка выходы меркушевской свиты, здесь более широкие по площади, приурочиваются к антиклиналям, а на расстоянии 20 *км* южнее перекрываются пермскими (?) эффузивами.

Налегание конгломератов меркушевской свиты на известняки верхнедмитриевской подсвиты наблюдается в районе ст. Кнорринг, в окрестностях пос. Рыбхолод и в других местах.

---

* На правобережье р. Медведица в стратотипе медвежинской толщи О. Г. Окуневой собраны и определены как нижне- и среднекембрийские трилобиты: *Antagmidae* gen. nov., близкий к *Sombrerella* Lochman, *Alokistocaridae* gen. indet, *Redlichia* sp. indet, *Cheiruroides* ex gr. *articus* N. Tchern., *Parapoliella* ex gr. *sulcata* N. Tchern. и др. и брахиоподы (определения Н. А. Аксариной): *Acrothele* (?) sp., *Lingulella* sp., *Cambridium* (?) sp., Actotretidae, возможно, *Acrotreta stellata* Aks., Obolellidae.

У с. Горный Хутор в алевролитах и тонкозернистых песчаниках найдены трилобиты Alokistocaridae gen. nov., близкий к *Chancia* Walcott, *Cheiruroides (Inicanella)* aff. *gracilis* Lerm., *Kootenia hirsuta* Suv., *Antagmus* sp. nov., *Edelsteinaspis* aff. *ornata* Lerm., *Kooteniella slatkowskii* (Schm.), *Chancia* cf. *stenometopa* Rasetti, *Onchocephalus* aff. *major* Rasetti, *Schistocephalus* aff. *juvensis* N. Tchern., брахиоподы *Obolella* sp., *Lingulella* sp.

В Синегорской подзоне собран близкий комплекс трилобитов и брахиопод в толще, ранее считавшейся нижнепермской. В этой же подзоне, в бассейне р. Телянза, найдены ранне-среднекембрийские брахиоподы Obolellidae и Lingulella (определения Н. А. Аксариной). В бассейне р. Третья Телянза в алевролитах, залегающих в тектоническом блоке, собраны членистоногие (определения Л. Н. Репиной и О. Г. Окуневой): *Maritimella rara* Repina et Okuneva, gen. et sp. nov., *Chankaspis bazhanovii* Repina et Okuneva, gen. et sp. nov., *Beckwithia daubichensis* Repina et Okuneva, sp. nov. и др.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Конгломераты ложатся на известняки дмитриевской свиты, поверхность которых обычно закарстована, что наряду с резкой сменой карбонатных пород на грубообломочные позволяет судить о перерыве в осадконакоплении после отложения верхнедмитриевской подсвиты.

В районе пос. ТОФ меркушевская свита имеет следующий разрез:

1. Конгломераты среднегалечниковые, существенно известковистые; обычно галька представлена известняками и сцементирована карбонатным цементом, спорадически встречается галька бордово-красных алевролитов. Контакт с нижележащими известняками дмитриевской свиты в разрезе выражен неясно	15 *м*
2. Средне- и крупногалечниковые конгломераты с известковистым цементом. Гальки представлены светлыми и серыми известняками, светло-серыми кремнистыми породами, бордово-красными алевролитами и в незначительном количестве полимиктовыми песчаниками	150—170 „
3. Гравелиты полимиктовые с включениями единичных галек. Среди грубообломочного материала бордово-красных алевролитов меньше, чем в породах подстилающего горизонта, но значительно больше, чем в других разрезах юго-восточнее пос. ТОФ	70—80 „
4. Конгломераты средне- и крупногалечниковые. Гальки состоят из зеленых и бордово-красных алевролитов, известняков и кремнистых пород	180 „
Общая мощность разреза около 450 *м*.	

В 5 *км* юго-восточнее пос. ТОФ помимо мелко- и среднегалечниковых конгломератов в строении свиты значительное участие принимают гравелиты и песчаники. В кластической части пород увеличивается количество зеленовато-серых алевролитов и сланцев.

В районе с. Дмитриевка, в 10 *км* юго-восточнее приведенного выше разреза, на известняках дмитриевской свиты залегают:

1. Конгломераты среднегалечниковые, с линзами гравелитов	40 *м*
2. Гравелиты с прослоем среднегалечниковых конгломератов	20 „
3. Среднегалечниковые конгломераты с линзами крупнозернистых песчаников	75 „
4. Крупнозернистые гравелистые песчаники с прослоями конгломератов в верхней части разреза	70 „
5. Мелко- и среднегалечниковые конгломераты	90 „
6. Полимиктовые разнозернистые песчаники и гравелиты с прослоями среднегалечниковых конгломератов	125 „
7. Конгломераты средне- и крупногалечниковые, с прослоями гравелитов	140 „
8. Конгломерато-брекчии крупногалечниковые	>20 „
Общая мощность разреза не менее 580 *м*.	

Для приведенного разреза характерно появление в гальке конгломератов значительного количества бордово-красных алевролитов только в самом верхнем горизонте 8, в основном же преобладает галька кремней, хлоритовых сланцев и известняков. В 2,5 *км* на юго-восток от этого разреза на Голиковской гриве меркушевская свита состоит из зеленовато-серых крупно- и среднезернистых песчаников с прослоями и линзами мелкогалечниковых конгломератов, гравелитов и глинистых сланцев. В сланцах, приуроченных к нижней части разреза, Н. Ф. Затулой были обнаружены споры *Lonoovoideummonoletes pokrowskaja* Tim., *Trachytriletes minutus* Naum., указывающие на кембрийский возраст вмещающих пород (Громов, 1958а).

При сравнении разрезов можно видеть, что в юго-восточном направлении в составе свиты уменьшается роль конгломератов, резко возрастает количество песчаников, которые слагают около половины разреза свиты; появляются глинистые сланцы.

В Синегорской подзоне, в бассейне верхнего течения р. Даубихеза, развита толща конгломератов, гравелитов и полимиктовых песчаников, являющаяся, по-видимому, аналогом средней части меркушевской свиты. Об этом свидетельствует сходство литологического состава и

http://jurassic.ru/

последовательности напластования рассматриваемой толщи и меркушевской свиты.

Конгломераты меркушевской свиты состоят из окатанных, иногда из слабоокатанных и угловатых галек, представленных главным образом известняками и кремнистыми породами, другие петрографические разности играют резко подчиненную роль.

Подсчеты галек показали, что в обломочном материале содержится известняков 50—100%, кремнистых пород и кремнистых сланцев 7—44%, бордово-красных алевролитов 0—10%, кварцевых песчаников 0—2,3%, на долю остальных пород приходится от 0 до 20% кластического материала.

Песчаники меркушевской свиты полимиктовые, зеленовато-серые и буровато-красные. Структура крупно- и среднезернистая, нередко неравномернозернистая. Обломочный материал представлен преимущественно известняками и кремнистыми породами (табл. 2), т. е. теми же породами, которые наблюдаются в конгломератах.

Таблица 2

Минеральный состав песчаников меркушевской свиты
(по Ю. Я. Громову, 1959 г., Спасская подзона, в %)

Анализируемый материал	Номер образца		
	968а	1054в	10156
Цемент	27,4	20,6	29,7
Кварц	16,1	8,7	10,3
Полевые шпаты	—	0,8	—
Кремнистые породы	29,0	29,8	26,0
Известняк	27,5	40,1	34,0

По минеральному составу меркушевская свита В. Н. Яковлевым отнесена к турмалин-цирконовой терригенной ассоциации минералов в связи с тем, что циркон и турмалин являются главными тяжелыми минералами рассматриваемых отложений. Обычны для конгломератов такие минералы, как эпидот, цоизит, реже встречаются амфибол, мусковит, корунд и др.

Южнее ст. Кнорринг в гальке конгломератов из основания меркушевской свиты Ю. Н. Олейником обнаружены археоциаты, изученные О. Г. Окуневой и свидетельствующие о том, что здесь содержатся руководящие формы из различных горизонтов нижнего кембрия. Это указывает на переотложенный характер фауны и на более молодой, чем нижний кембрий, возраст свиты. Поскольку меркушевская свита залегает в одном структурном плане с нижнекембрийскими отложениями и содержит кембрийский комплекс спор, ее возраст условно принимается среднекембрийским.

При этом не исключается принадлежность нижней части свиты к самым верхам нижнего кембрия, а верхней части — к верхнему кембрию (см. табл. 3).

НИЖНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Предположительно к нижнему—верхнему кембрию в Лесозаводской подзоне Ю. Н. Олейником в 1963 г. отнесена нижняя часть тамгинской серии, стратотипический разрез которой установлен на водоразделе ключей Солдатского и Черной Речки.

http://jurassic.ru/

Наиболее низкие горизонты тамгинской серии наблюдаются на южном склоне горы Солдатской, где они перекрывают известняки и доломитизированные известняки дмитриевской свиты. Непосредственный контакт осложнен тектоническими подвижками, однако крупного нарушения или несогласия здесь, по-видимому, нет, поскольку породы залегают в одном структурном плане и имеют близкий литологический состав.

Разрез нижней части тамгинской серии следующий:

1. Песчаники кварцитовидные, иногда алевритовые с прослоями и линзами известняков и графитистых песчаников. Количество кварцитовидных песчаников в верхней части пачки увеличивается. В нижней части пачки отмечаются туфы порфиров, однако достоверных данных о принадлежности их к серии не имеется. Алевритовые полимиктовые песчаники слагают основную часть пачки. Видимая мощность . . .	500 *м*
2. Кварцитовидные песчаники мелкозернистые, обычно графитистые, с редкими прослоями известняков	400 „
3. Сланцы хлорит-серицитовые, с маломощными (до 1 *см*) прослоями известняков	40 „
4. Известняки темно-серые	60 „
5. Кварцитовидные песчаники мелкозернистые, местами переходящие в кварциты; в верхней части песчаники графитистые, с маломощными единичными прослоями известняков	150 „
6. Песчаники кварцевые, мелко- и среднезернистые; цемент обогащен окислами железа	20 „
7. Кварцитовидные мелкозернистые песчаники с прослоями полимиктовых известковистых песчаников и филлитов	160 „
8. Полимиктовые тонкозернистые песчаники на известковом цементе	50—70 „
9. Известняки серые, темно-серые, с постоянно присутствующими прослоями тонкозернистых полимиктовых филлитовидных песчаников. В перекрывающих известняки сланцах Ю. Н. Олейником (1962) собрана флора, которая по заключению В. А. Красилова близка к *Baragwanathia, Tastaephyton* и другим формам, известным из силурийских отложений	150—200 „

Общая мощность приведенного разреза 1600 *м*.

Нижне-верхнекембрийский возраст нижней части тамгинской серии принят условно на основании ее более высокого стратиграфического положения по отношению к нижнему кембрию и содержания силурийской флоры в средней и верхней частях серии.

Н. А. Беляевский склонен относить нижнюю часть тамгинской серии к ордовику. Схема корреляции кембрийских отложений приведена в табл. 3.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время лучше всего изучен разрез нижнего кембрия (см. табл. 3). В Спасской подзоне нижнекембрийские отложения содержат многочисленные археоциаты, здесь же собраны остатки трилобитов. Эти отложения, по-видимому, залегают на верхнем протерозое согласно.

Нижнекембрийские отложения относятся к карбонатной, терригенно-карбонатной и кремнисто-карбонатной формациям геосинклинальных прогибов. Судя по очень незначительному количеству кластического материала, крупных участков суши вблизи этого бассейна в раннем кембрии не было. Наличие известковых брекчий в нижней подсвите дмитриевской свиты указывает на местный размыв рифов и, частично, подстилающих их кремней прохоровской свиты. По мнению А. Ф. Шехоркиной (1963), нижнекембрийские отложения формировались в узких локальных прогибах.

Среднекембрийские отложения, очевидно, отделены от нижнекембрийских перерывом, о чем свидетельствует наличие конгломератов с галькой подстилающих пород в основании меркушевской свиты.

http://jurassic.ru/

Таблица 3

Схема корреляции разрезов кембрийских отложений Приморского края

Единая шкала		Ханкайский массив		Даубихинская зона	Саяно-Алтайская область
Отдел	Ярус	Спасская подзона	Лесозаводская подзона	Синегорская подзона	
Верхний	Франконский	?	**Тамгинская серия.** Нижняя толща. Песчаники полимиктовые, кварцитовидные, алевритовые или мелкозернистые, местами графитистые, кварциты, филлиты, известняки	? ?	
	Дресбагский				
Средний	Майский	**Меркушевская свита.** Конгломераты, гравелиты, конгломерато-брекчии, песчаники 580 *м*	**Медвежинская толща.** Разнозернистые песчаники, конгломераты, гравелиты. В нижней части брахиоподы *Prototreta mimica* Bell., *Acrotreta* cf. *ophirensis* Walcott и трилобиты *Kootenia* sp., *Cheiruroides arcticus* N. Tschern., *Schistocephalus* sp., *Edelsteinaspis* sp. 850 *м*	Более 1600 *м*	Толща конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников. 450 *м*	
	Амгинский				
		? ? ?		Толща песчаников и гравелитов, конгломератов и алевролитов. Брахиоподы *Botsfordia* aff. *granulata* Redlich, *Acrotreta stellata* Aksarina, *A. coreanica* Saito, трилобиты: *Kooteniella* sp., *Onchocephalina* sp. 500 *м*	Обручевский горизонт

https://jurassic.ru/

Нижний	Ленский	Дмитриевская свита	*Верхняя подсвита*: известняки, глинистые сланцы, песчаники, гравелиты с *Tumuliolynthus (Propriolynthus) vologdini* (Jakovl.), *Loculicyathus membranivestites* Vologd., *Archaeofungia dissepimentalis* (Vologd.), *Ethmophyllum grandiperforatum* Vologd., *E. rossicum* Zhur., *Taylorcyathus* sp., *Formosocyathus bulynnikovi* Vologd., *Clathricoscinus vassilievi* (Vologd.), *Archaeocyathus latus* (Vologd.), *Erbiella* sp., *Bonnia* (?) sp., *Epiphyton* sp. Около 1000 *м*	**Дмитриевская свита.** Известняки и сланцы	Дмитриевская свита	*Верхняя подсвита.* Песчаники и гравелиты Около 1000 *м*	Санаштыкгольский горизонт
			Средняя подсвита. Сланцы глинистые и мергелистые, песчаники, известняки с *Rhabdocyathella* sp., *Ethmophyllum* ex gr. *rossicum* Zhur., *E. grandiperforatum* Vologd., *Rondocephalus mirandus* Pokr., *Calodiscus* sp., *Laticephalus tuberosus* Pokr., *Redlichina* sp., *Bonnia* sp., *Serrodiscus agnostoides* Polet., *S.* cf. *pokrovskaya* Polet., *Renalcis* sp., *Epiphyton* sp. 450 *м*			*Средняя подсвита.* Тонкопереслаивающиеся глинистые, известково-глинистые сланцы, мергели, известняки 400—900 *м*	

https://jurassic.ru/

Единая шкала		Ханкайский массив		Даубихинская зона	Саяно-Алтайская область		
Отдел	Ярус	Спасская подзона	Лесозаводская подзона	Синегорская подзона			
Нижний	Ленский	Дмитриевская свита: *Нижняя подсвита.* Известняки, линзы известковистых конгломератов и брекчий с редкой примесью обломков брекчий. Археоциаты: *Archaeolynthus ralivkini* (Vologd.), *Capsulocyathus irregulares* (Zhur.), *Robustocyathus tomicus* (Vologd.), *Loculicyathus membranivestites* Vologd., *Ethmophyllum grandiperforatum* Vologd., *Coscinocyathus dianthus* Born., *Clathricoscinus vassilievi* (Vologd.), *Protopharetra polymorpha* Born., *Clathrodictyon* sp., *Epiphyton* sp. 500 *м*	**Дмитриевская свита.** Известняки и сланцы 800—1000 *м*	Дмитриевская свита: *Нижняя подсвита.* Известняки До 700 *м*	Санаштыкгольский горизонт		
	Алданский	**Прохоровская свита.** Известняки, кремнистые породы, доломиты с *Archaeolynthus sibiricus* (Toll), *Ajacicyathus* cf. *arteintervallum* (Vologd.), *Coscinocyathus* cf. *arquatus* Vologd. и др. *Botominella lineata* Reitl., *Epiphyton* cf. *evolutum* Korde, *Nubecularites* sp., *Renalcis* sp. 3000—3500 *м*	**Рудоносная свита.** Сланцы филлитовидные и кремнистые, железистые кварциты, марганцевые руды, известняки 450 *м* **Смольнинская свита.** Доломиты, прослои филлитовидных сланцев 500 *м*	**Прохоровская свита.** Известняки, глинистые сланцы, кремнистые породы, железистые кварциты 1000 *м*	Богадский горизонт	Мраские слои (сланцевая фация)	Ербинские слои (карбонатная фация)
		Песчано-сланцевая толща. Песчаники, филлитовидные сланцы, известняки с *Ajacicyathus* sp., *Tumulocyathus* sp., *Epiphyton scoparium* Korde, *Botominella lineata* Reitl., *Nubecularites catagraphus* Reitl. До 800 *м* ?	?	?	Белокаменские слои		
					Усть-кундатский горизонт		
					Енисейская серия		
Подстилающие породы		?	Pt_3	?			

https://jurassic.ru/

Почти полное отсутствие органических остатков в медвежинской толще, меркушевской свите и в нижней части тамгинской серии затрудняет интерпретацию условий осадконакопления в средне- и позднекембрийские эпохи.

Регрессивный тип разреза меркушевской свиты свидетельствует о постепенном расширении области сноса в южной части Ханкайского массива. Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов (1962) связывали появление конгломератов меркушевской свиты с наличием к югу и юго-востоку от Спасской и Синегорской подзон выступа Сино-Корейского щита. Однако состав этих конгломератов указывает на его образование из местного материала, причем при накоплении нижней части меркушевской свиты размыву подверглись известняки дмитриевской свиты, а в дальнейшем размывались также кремнистые породы прохоровской свиты и, возможно, подстилающие ее сланцы верхнего протерозоя.

В северной части Ханкайского массива процесс осадконакопления, по-видимому, протекал непрерывно или с несущественными перерывами от позднего докембрия до силура включительно. На это указывает единый структурный план соответствующих толщ и их близкий состав, отвечающий терригенно-карбонатной, карбонатной и кремнисто-терригенной формациям зон геосинклинальных прогибов.

Кембрийские отложения образуют ряд месторождений полезных ископаемых, из которых основное значение имеет сырье для цементной промышленности.

Известняки прохоровской и дмитриевской свит отличаются высоким (до 53,7%) содержанием окиси кальция и незначительным количеством (менее 2%) нерастворимого остатка. Ряд месторождений известняков — Евгеньевское, Спасское, Длинногорское и другие являются главной сырьевой базой Спасского цементно-шиферного завода. Сырьем для производства цемента служат почти все породы прохоровской свиты. Кремнистые породы средней подсвиты (Прохоровское месторождение) используются как корректирующие добавки при производстве сульфатостойкого цемента.

Железистые кварциты рудоносной свиты образуют месторождения железных руд. На железорудных месторождениях присутствуют горизонты марганцевых руд, слои фосфатоносных песчаников и плохо еще изученные минеральные охры в коре выветривания.

Кембрийские известняки кроме применения в цементной промышленности используются для производства минеральной ваты и щебня заводами сборного железобетона.

Конгломераты меркушевской свиты могут применяться в качестве облицовочного и поделочного камня. Конгломераты распиливаются на плиты стальной лентой, легко полируются и дают блестящие и гладкие поверхности, обладающие высокими декоративными качествами.

С кембрийскими отложениями связаны проявления фосфоритов (прохоровская свита) и бокситов (дмитриевская свита), однако промышленного значения они не имеют из-за незначительных запасов или низкого качества руд.

Обилие карбонатных пород в кембрийских отложениях способствует образованию месторождений и рудопроявлений магматогенного происхождения. К их числу относится крупное Дмитриевское месторождение тальк-магнезитового камня, Рубленое месторождение магнетитовых скарнов, разрабатываемое для цементной промышленности, Чернышевское полиметаллическое и другие рудопроявления.

Дальнейшие исследования по стратиграфии кембрийских отложений должны проводиться с целью уточнить положение отдельных толщ

http://jurassic.ru/

и их соотношения. Особое внимание следует обратить на такие стратиграфические подразделения, как меркушевская свита, медвежинская толща и тамгинская серия.

ОРДОВИКСКАЯ, СИЛУРИЙСКАЯ И ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

Ордовикские, силурийские и девонские отложения имеют ограниченное распространение и плохо охарактеризованы органическими остатками. В прошлом к среднему палеозою относили толщи карбонатно-терригенных и кремнистых пород Ханкайского массива, в которых затем были найдены кембрийские или позднепротерозойские органические остатки. Поэтому до недавнего времени многие геологи считали, что среднепалеозойские отложения в Приморье отсутствуют.

Наличие в Приморье силурийских отложений установлено в последние годы (Н. М. Органова, Ю. Н. Олейник). Наличие ордовикских и силурийских отложений предполагается в Краевской и Хасанской подзонах, в Южно-Приморской зоне (путятинская свита и вангоуская серия), в Синегорской подзоне Даубихинской зоны (реттиховская свита). В Главном антиклинории Сихотэ-Алиня к силур-девону предположительно отнесена тудовакская свита (см. табл. 4).

Ниже дано описание рассматриваемых отложений по структурно-фациальным зонам.

Западно-Приморская зона

В рассматриваемой зоне условно к силуру отнесены краевская толща в одноименной подзоне и карбонатно-эффузивная толща в Хасанской подзоне.

Краевская толща распространена в верховье р. Сиянхе (система р. Синтуха). Почти все исследователи (А. З. Лазарев, 1933 г.; П. И. Гнеушев, 1937 г.; Л. Б. Вонгаз, 1951 г.) рассматривали эту толщу как докембрийскую. Н. В. Веретенников в 1961 г., Ю. Е. Литвинов и В. М. Афанасьева в 1962—1963 гг. отнесли ее к синию (рифею).

Рассматриваемая толща по вещественному составу обнаруживает сходство с кордонкинской свитой. Это обстоятельство, а также уточнение возраста кордонкинской свиты, произведенное по фауне в последние годы, позволили П. В. Маркевичу (1965 г.) отнести толщу к нижнему палеозою — предположительно к силуру. Не исключено, что краевская толща, как и кордонкинская свита, может захватывать значительную часть девона.

Об этом, в частности, свидетельствует абсолютный возраст главных пород толщи — мусковит-биотит-кварцевых сланцев — 387 млн. лет, что соответствует девону (анализ мономинеральной пробы биотита, Ю. Е. Литвинов и др., 1964 г.).

Нижняя граница краевской толщи не известна. Вышележащие отложения отделены, по Ю. Е. Литвинову, тектоническим контактом.

Краевская толща сложена однородными темно-бурыми, темно-серыми и серыми мусковит-биотит-кварцевыми сланцами с невыдержанными и маломощными прослоями и линзами амфиболитов и слюдистых кварцитов. Сланцы имеют тонкосланцеватую текстуру и гранолепидобластовую структуру. Порода состоит из мелких изометричных зерен кварца, чешуйчатых табличек биотита, хлорита, мусковита и табличек плагиоклазов. Амфиболиты — зеленовато-темно-серые мелко- и среднекристаллические породы, имеющие гранонематобластовую структуру, состоящие из биотита, роговой обманки, плагиоклаза и цоизита.

http://jurassic.ru/

Очковая текстура некоторых амфиболитов обусловлена крупными кристаллами плагиоклаза, частично замещенного альбитом.

Мощность толщи Ю. Е. Литвинов оценивает в 1500—1800 *м*.

В Хасанской подзоне к силурийским отложениям предположительно относится карбонатно-эффузивная толща, распространенная на небольшой площади на берегу бухты Экспедиции у мыса Мраморного. В 1929 г. В. Д. Принада, а в 1945 г. Г. М. Власов указывали, что толща залегает в основании разреза палеозойских отложений и скорее всего имеет верхнепалеозойский возраст. Н. А. Беляевский, Ю. Я. Громов и др. (1955) отнесли ее к эокембрию, А. М. Смирнов (1963б) считал ее докембрийской, Б. И. Васильев (1960 г.) также помещал эту толщу в основание верхнепалеозойского разреза, а позже отнес нижнюю часть ее к среднему палеозою, а верхнюю (эффузивы) — к нижней перми.

Разрез толщи, по Б. И. Васильеву, следующий:

1. Пачка переслаивающихся белых сахаровидных кристаллических известняков, серых полосчатых известняков (мощность прослоев 1—5 *см*) и кварц-карбонатных сланцев с многочисленными согласными телами диабазов и диабазовых порфиритов мощностью от 0,5 до 7 *м*. Наряду с кальцитом, в известняках присутствует доломит, а в темных прослоях наблюдается примесь глинистого материала . . . . . 180 *м*

2. Пачка тонкопереслаивающихся (0,5—20 *см*) белых и светло-зеленых кристаллических известняков и темно-зеленых листоватых кварц-хлоритовых сланцев с прослоями темно-серых кремнистых аргиллитов. В верхней части пачки роль темно-серых сланцев резко возрастает, и они слагают уже прослои мощностью 0,1—0,5 *м*. Мощность же прослоев известняков в этой части пачки 0,3—4,0 *м* . . . . . 250 „

3. Темно-серые, тонкоплитчатые кремнистые аргиллиты с прослоями мелкозернистых кварцевых песчаников . . . . . 100 „

Видимая мощность толщи 530 *м*.

Выше несогласно залегает эффузивная толща, которую Б. И. Васильев условно относит к дунайскому горизонту нижней перми. Поскольку нижнепермские отложения в Южно-Приморской и Западно-Приморской зонах залегают на интрузиях гранитов и габброидов, прорывающих среднепалеозойские отложения, возраст рассматриваемой карбонатно-эффузивной толщи является донижнепермским и условно — силурийско-девонским.

Зона Ханкайского массива

В пределах массива к силуру—нижнему девону (?) относят кордонкинскую свиту, развитую в Гродековской подзоне, и к ордовику — силуру — среднюю и верхнюю части тамгинской серии.

Кордонкинская свита. В 1959 г. Н. М. Органовой в бассейне р. Кордонка был впервые описан разрез туфогенно-осадочной толщи, в которой она нашла остатки трилобитов и брахиопод. В последующие годы эту толщу изучали Е. П. Гуров (1961 г.), Ю. Е. Литвинов (1962 г.) и Ю. Б. Евланов (1964 г.). Был изучен ее разрез, уточнен возраст, и свита получила свое современное название.

Кордонкинская свита образует узкую полосу субмеридионального простирания от верховьев р. Атлантиха на севере до р. Падихеза на юге. Длина этой полосы около 25 *км*, ширина 1—6 *км*. Подошва свиты не известна. С востока свита прорвана крупной интрузией гранитоидов, с запада на ней с размывом, но без существенного углового несогласия залегают верхнепермские отложения.

По литологическому составу свита подразделяется на три толщи: нижнюю — песчано-кремнистую, среднюю — песчано-глинистую, верх-

http://jurassic.ru/

нюю — туфо-эффузивную. Все толщи связаны постепенными переходами. Разрез *нижней толщи*, по Ю. Б. Евланову (1964 г.), составленный по левому борту р. Кордонка, следующий:

1. Сланцеватые алевролиты и глинисто-филлитовые сланцы с прослоями зеленовато-серых тонкозернистых граувакковых песчаников, постепенно переходящих в мелкозернистые. В верхней части зеленовато-серые глинисто-кремнистые эпидотизированные сланцы со слабовыраженной, иногда косой слоистостью . . . . . 6 *м*
2. Туфы порфиритов зеленовато-серые, кристаллокластические, псаммитовые, с включением остроугольных обломков зеленых алевролитов до 3 *см* в диаметре . . . . . 5 „
3. Переслаивание светло-серых, сланцеватых хлоритизированных алевролитов и темно-серых мелкозернистых песчаников. Мощность прослоев не установлена . . . . . 15 „
4. Песчаники серые, граувакковые, мелкозернистые . . . . . 4 „
5. Алевролиты зеленовато-серые, ороговикованные . . . . . 1 „
6. Песчаники зеленовато-серые, граувакковые, мелкозернистые . . . 1 „
7. Алевролиты серые, иногда тонкослоистые, переходящие в тонкозернистые песчаники . . . . . 60 „
8. Алевролиты и филлиты светло-серые . . . . . 70 „
9. Песчаники серые, среднезернистые, иногда гравелистые. Последние содержат обломки кварца и зеленоватых кремнистых сланцев до 0,5 *см* в диаметре. Иногда песчаники переходят в мелкозернистые граувакковые. Песчаники содержат прослои серых и красноватых алевролитов мощностью от 3 до 5 *м* . . . . . 80 „
10. Кремнистые сланцы зеленовато-серые, тонкополосчатые . . . . 3 „
11. Песчаники серые, среднезернистые, полимиктовые . . . . . 25 „
12. Глинисто-кремнистые сланцы зеленовато-серые, эпидотизированные и хлоритизированные . . . . . 18 „
13. Песчаники серые, среднезернистые, постепенно переходящие вверх по разрезу в серые мелкозернистые . . . . . 200 „
14. Алевролиты серые, переходящие в светло-серые и красновато-серые кремнисто-глинистые сланцы . . . . . 105 „
15. Песчаники серые мелкозернистые, граувакковые . . . . . 5 „
16. Сланцы темно-серые, кремнисто-глинистые . . . . . 10 „

Общая мощность толщи в приведенном разрезе около 600 *м*.

К югу от с. Софье-Алексеевское в разрезе толщи появляются эффузивы, увеличивается количество туфов среднего состава, а также мощность отдельных слоев кремнистых сланцев (до 70—75 *м*).

Частные разрезы средней и верхней толщ кордонкинской свиты изучались в бассейнах рек Кордонка, Золотая (Ю. Б. Евланов, 1964 г.) и Падихеза (Ю. Е. Литвинов, 1961 г.). Наиболее полный разрез *средней толщи* по левому борту р. Золотая составлен Ю. Б. Евлановым по естественным и искусственным обнажениям.

1. Глинистые и филлитизированные сланцы, сланцеватые алевролиты, иногда переходящие в тонкозернистые песчаники . . . . . 1600 *м*
2. Филлитизированные сланцы зеленовато-серые, с прослоями серых и желтовато-зеленых туффитов, мелко- и тонкозернистых . . . . . 210 „
3. Филлитизированные сланцы зеленовато-серые с прослоями песчано-глинистых сланцев и тонкозернистых песчаников . . . . . 200 „
4. Переслаивание зеленовато-серых филлитизированных сланцев и мелкозернистых рассланцованных песчаников. Вверху пачки прослои фиолетовых туфосланцев . . . . . 200 „
5. Переслаивание зеленовато-серых филлитизированных сланцев и мелкозернистых рассланцованных песчаников. Вверху пачки прослои фиолетовых туфосланцев . . . . . 100 „

Общая мощность средней толщи более 2300 *м*.

Верхнюю толщу представляют:

1. Порфириты андезитовые зеленовато-серые рассланцованные, карбонатизированные . . . . . 30 *м*
2. Переслаивание зеленовато-серых, иногда фиолетово-серых сланцеватых туфоалевролитов и аргиллитов с рассланцованными порфиритами. Редкие прослои мелкозернистых песчаников . . . . . 100—110 „

http://jurassic.ru/

3. Сланцеватые алевролиты и алевритовые туффиты с прослоями рассланцованных порфиритов и их туфов, зеленовато-серых и фиолетово-серых . . . . . 150 *м*

4. Туфы и туфобрекчии красновато-серые и фиолетово-зеленые среднего состава, хлоритизированные с прослоями зеленовато-серых и фиолетово-серых туффитовых сланцев . . . . . 160—170 „

5. Темно-серые хлорито-углисто-глинистые сланцы, туфоконгломераты и туфобрекчии кислого состава, переходящие выше в рассланцованные порфириты . . . . . 70—80 „

6. Порфириты андезитовые, зеленовато-серые, рассланцованные, хлоритизированные по плоскостям сланцеватости . . . . . 130 „

Общая мощность верхней толщи в приведенном разрезе 670 *м*.

Общая мощность кордонкинской свиты определяется в настоящее время как 3500—3600 *м*.

В подавляющем большинстве силурийские отложения Гродековской подзоны подверглись региональному метаморфизму с образованием зеленых сланцев. Метаморфизм сопровождался хлоритизацией, серицитизацией и эпидотизацией осадочных пород, порфиритов и их туфов, а также зачастую интенсивной карбонатизацией последних.

Среди песчано-глинистых сланцев в основании средней толщи, в левом борту долины р. Кордонка (1,5 *км* севернее с. Софье-Алексеевское) Н. М. Органовой (1961) найдены остатки трилобитов, относящиеся, по определению З. А. Максимовой (ВСЕГЕИ), к *Calymene* ex gr. *blumenbachi* Brongn., *Calymene* sp. На основании этой находки отложения были отнесены к нижнему девону. Кроме того, Н. М. Органовой там же были найдены брахиоподы: *Leptostrophia* sp., *Dalmanella* sp., *Camarotoechia* sp., не противоречащие, по мнению О. И. Никифоровой (ВСЕГЕИ), силур-девонскому возрасту отложений.

В 1960 г. Е. П. Гуровым примерно в той же части свиты были найдены остатки брахиопод: *Dalmanella* sp., *Leptaena* cf. *rhomboidalis* Nilk., *Leptostrophia*? sp. (определение О. И. Никифоровой).

В 1963 г. вблизи места находки Н. М. Органовой остатков трилобитов Ю. Б. Евлановым была собрана коллекция брахиопод. Е. А. Модзалевской были определены следующие формы: *Platystrophia* aff. *reversata* (Foerste), *Hespirortis* (?) sp., *Dalmanella* sp., *Rhipidomella* (?) sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilk., *Leptostrophia* aff. *filosa elegestica* Tchern., *Rhynchotreta* (?) sp., *Eospirifer* sp. По мнению Е. А. Модзалевской, просмотревшей весь палеонтологический материал, приведенные формы дают возможность рассматривать возраст вмещающих пород как средний ордовик—силур, однако находки в этих слоях панцирей трилобитов, остатки которых известны в силуре—девоне, уточняют возраст вмещающих пород до силура.

Не исключено, что в возрастном отношении нижняя толща охватывает верхнюю часть ордовика, а верхняя — нижнюю часть девона*.

В Лесозаводской подзоне в бассейнах рек Большая Кабарга, Тамга, Кедровка и Ключа Лазарева обнажена толща полимиктовых песчаников, филлитов и углистых сланцев с прослоями известняков. Принимая контактовый метаморфизм за региональный, Н. А. Беляевский и др. (1955) относили эту толщу к архею, Л. А. Неволин — к рифею. Р. В. Вязовова (1963 г.) условно считала ее силур-девонской. Ю. Н. Олейник в 1963 г. впервые в этой толще обнаружил флору плауновидных и выделил рассматриваемую толщу и сходные с ней по

* Юго-восточнее с. Черниговка М. А. Евланова и Л. А. Изосов собрали растительные остатки в толще туфогенно-осадочных пород. Из сборов М. А. Евлановой Г. П. Радченко предварительно определил: *Taeniocrada* sp., *Glyptophyton* sp., *Huplastigma* sp., *Blajaria* (?) sp., *Cyclostigma* sp., имеющих, по его мнению, девонский, возможно, среднедевонский возраст. Из сборов Л. А. Изосова В. А. Красиловым определены раннедевонские, по его мнению, формы: *Psilophytites* sp., *Platyphyllum* sp.

http://jurassic.ru/

составу подстилающие отложения в тамгинскую серию. В нижней части серии преобладают песчаники, в верхней — филлитовидные сланцы и филлиты. Карбонатные породы приурочены в основном к ее средней части.

Тамгинская серия. Подразделяется на три толщи: нижняя условно отнесена к верхнему кембрию, средняя и верхняя — к ордовику и силуру. Серия прорвана среднепалеозойскими (?) интрузиями гранитоидов и несогласно перекрыта нижнепермскими отложениями.

Разрез *средней толщи* серии, наиболее полно представлен на водоразделе Черная Речка—ключ Солдатский, впадающих в р. Большая Кабарга. Наращивается разрез по этому водоразделу на север до р. Тамга. Здесь выше пачки известняков, относящихся к нижней толще, залегают:

1. Песчаники полимиктовые, тонко- и среднезернистые с прослоями филлитов. Количество прослоев филлитов и их мощность в верхней части пачки увеличивается. Мощность прослоев сланцев от долей сантиметра до 0,3 *м*. По-видимому, к верхам пачки относятся наиболее богатые сборы флоры, произведенные Ю. Н. Олейником на ее простирании	200 *м*
2. Филлиты темно-серые, в основании с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников. В филлитах отмечаются волноприбойные знаки, отпечатки проблематичной фауны	150 „
3. Сланцы филлитовидные, темно-серые, иногда филлиты с прослоями (до 4 *м*) песчаников полимиктовых, мелкозернистых	220 „
4. Песчаники кварцитовидные, серые, рассланцованные, с редкими прослоями (от 2 *см* до 1 *м*) песчаников полимиктовых, темно-серых, филлитовидных и линзами известняков	180 „
5. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, буровато-серые . . .	100 „
6. Песчаники серые, мелкозернистые, кварцитовидные, с редкими прослоями (от 1 *см* до 1 *м*) темно-серых филлитов	90 „
7. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, рассланцованные, темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, филлитовидные с редкими прослоями филлитов. В верхних частях пачки образования, напоминающие древнюю флору	250 „
8. Известняки серые и темно-серые, тонкозернистые	20—50 „
9. Песчаники, аналогичные пачке 7, с прослоями филлитовидных сланцев	300 „
10. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые, темно-серые, незначительно рассланцованные	650 „
11. Песчаники мелко- и тонкозернистые, серые и темно-серые, с маломощными (1—2 *м*) прослоями филлитов и единичными прослоями известняков	100 „
Мощность средней толщи по разрезу около 2300 *м*.	

Верхняя толща распространена в бассейнах верхних правых притоков р. Тамга и имеет следующий разрез:

1. Филлиты зеленовато-серые, с прослоями аспидных сланцев. В филлитах флора (см. ниже)	130 *м*
2. Филлиты белесые с обильным растительным детритом и флорой удовлетворительной сохранности	150 „
3. Флишоидное переслаивание песчаников, тонкозернистых, полимиктовых, рассланцованных и филлитов. В виде единичных прослоев в пачке присутствуют известняки, аспидные сланцы и кварцитовидные песчаники . . .	>400 „
Мощность верхней толщи около 700 *м*.	

Общая мощность средней и верхней толщ до 3000 *м*.

Породы тамгинской серии прорваны многочисленными интрузиями и в приконтактовых участках интенсивно метаморфизованы. Здесь развиты процессы фельдшпатизации, в виде прослоев и линз встречаются биотитовые сланцы.

http://jurassic.ru/

В отдельных случаях в сланцах наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием узких полос биотитового и кварц-полевошпатового состава, отражающая, очевидно, первичную слоистость пород тамгинской серии. Сланцы обычно имеют темно-коричневую или золотисто-коричневую окраску, гранолепидобластовую структуру, состоят из биотита (40%), кварца (0—40%) и полевого шпата (20—60%). Последние представлены олигоклазом № 25—28, реже олигоклаз-андезином № 28—32.

Тамгинская серия и прорывающие ее граниты перекрыты нижнепермскими отложениями. В средней и верхней ее частях Ю. Н. Олейником обнаружена флора, представленная формами древних плауновидных, сходных, по заключению В. А. Красилова, с *Baragwanathia, Tastaephyton, Saxonia* и другими, известными в силурийских отложениях. По мнению Г. П. Радченко, эта флора моложе кембрия и древнее девона. Поскольку средняя толща тамгинской серии согласно и с постепенным переходом залегает на ее нижней толще, относимой к кембрию, возраст средней и верхней частей условно принимается ордовик-силурийским.

Даубихинская зона

В Синегорской подзоне к ордовику—нижнему силуру (?) отнесена р е т т и х о в с к а я с в и т а, которая была выделена Ю. Я. Громовым в 1954—1956 гг. как верхняя часть буянковской серии. Возраст последней трактовался как палеозой, ближе не определенный (Беляевский и др., 1954), как средний кембрий (Громов, 1959а) и как средний палеозой (Б. А. Иванов, 1961). Реттиховская свита распространена южнее ст. Буянки и пос. Реттиховка, охватывая верховья рек Малый Сандуган (левобережье р. Лефу), Телянза и Цвангоудза (система левых притоков р. Даубихе). Свита залегает стратиграфически выше фаунистически доказанных кембрийских отложений и несогласно перекрывается пермскими.

Ю. Я. Громовым по левобережью ключа Буянкова описан следующий разрез свиты:

1. Глинистые сланцы зеленовато-серые, переслаивающиеся с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками	125 *м*
2. Песчаники розовато-серые крупно- и среднезернистые, известковистые	10 „
3. Песчаники серые с буроватым или зеленоватым оттенком, преимущественно среднезернистые, переслаивающиеся со слюдистыми алевролитами и сургучно-красными глинистыми сланцами	159 „
4. Глинистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами	около 150 „
5. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, слюдистые, переслаивающиеся с алевролитами и содержащие линзы глинистых сланцев . . .	>230 „
6. Глинистые и алевропелитовые сланцы, темно-серые и зеленовато-серые, с прослоями слюдистых алевролитов и измененных диабазов	110 „
7. Песчаники зеленовато-серые, мелкоравномернозернистые, массивные, слюдистые, переслаивающиеся со слюдистыми зеленоватыми алевролитами и глинистыми сланцами	75 „
Мощность разреза 350 *м*.	

Очевидно, в верхней части разреза свиты В. А. Бажановым в 1966 г. был найден трилобит, принадлежащий, по предварительному заключению Л. Н. Репиной и О. Г. Окуневой, к отряду *Aglaspida* (кембрий—ордовик).

Поскольку свита залегает стратиграфически выше палеонтологически охарактеризованного среднего кембрия и несогласно перекры-

http://jurassic.ru/

вается пермскими эффузивами, она условно относится к ордовику, хотя не исключено, что нижняя часть свиты охватывает верхний кембрий, а самые верхние слои имеют силурийский возраст*.

Южно-Приморская зона

К силуру—девону условно отнесены толщи геосинклинальных осадков — путятинская свита и вангоуская серия.

Путятинская свита развита на о. Путятин и п-ове Дунай. Свита впервые выделена в 1948 г. Н. А. Беляевским и В. Д. Принадой и отнесена к протерозою. В 1961 г. Б. И. Васильев сопоставил ее по возрасту с кордонкинской свитой.

Путятинская свита, по Б. И. Васильеву, представлена метаморфизованными туфо-эффузивными образованиями (с линзами известняков), превращенными на отдельных участках в хлоритовые и амфиболовые сланцы. На о. Путятин свита обнажена вдоль берега узкой (десятки метров) полосой (между мысами Лаврентьева и Шулепникова) и представляет собой останец в кровле позднепалеозойской гранитной интрузии. В гранитах наблюдаются ксенолиты (до 10 *м*) зеленых измененных порфиритов и роговиков, перемежающихся с гравелитами. В 100 *м* севернее мыса Лаврентьева ксенолиты сменяются зелеными плагиоклазовыми порфиритами, прорванными многочисленными дайками розовых гранит-аплитов и гранит-порфиров. Контакт между гранитами и порфиритами крутой (80—90°), неровный.

Юго-восточнее мыса Лаврентьева порфириты сменяются зеленовато-серыми лавоконгломерато-брекчиями, содержащими оплавленные обломки зеленых и фиолетовых ороговикованных афировых порфиритов, а также гальку (1—10 *см*) полосчатых кварцитов, красной яшмы, гранитов, кварца, аргиллитов и фельзитов. Цементом служат зеленовато-серые порфириты. Переход от порфиритов к лавоконгломерато-брекчиям постепенный. К юго-востоку лавоконгломерато-брекчии сменяются перекрывающими их зеленовато-серыми и фиолетовыми афировыми порфиритами, прослеживающимися на 1,1 *км*, далее сменяющимися белыми, зелеными, фиолетовыми и пятнистыми мраморизованными известняками. Среди известняков встречены пластовые тела зеленых афировых порфиритов и прослои зеленых полосчатых ороговикованных песчаников. Известняки и порфириты прорваны многочисленными дайками гранитов.

Путятинская свита слагает также центральную часть п-ова Дунай, мыс Майделя и прилегающий к нему с севера участок. Здесь она сложена туфоконгломератами, чередующимися с горизонтами темно-зеленых рассланцованных метапорфиритов. Галька туфоконгломератов (0,5—2,0 *см*) представлена кварцем, аргиллитами, кварцитами. Цемент — темно-серый рассланцованный туф порфирита, иногда превращенный в хлоритовый сланец. Кроме того, встречена пачка желтовато-розовых сильнометаморфизованных туфопесчаников и серых кремнистых сланцев.

---

* По данным В. А. Бажанова, близ ст. Буянки реттиховская свита согласно перекрыта фанзовой толщей, которая состоит из переслаивающихся песчаников, алевролитов и конгломератов и содержит прослои андезитовых порфиритов и их туфов. Песчаники зеленые, сургучно-красные или фиолетовые, слюдистые. Мощность толщи около 2200 *м*. Близкие по составу отложения несогласно перекрывают медвежинскую свиту южнее с. Лунза. На фанзовой толще согласно залегает снегуровская толща, представленная светло-серыми и желтовато-серыми разнозернистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, содержащими прослои гравелитов и пачки кремнистых алевролитов. Мощность толщи 3500—4000 *м*.

http://jurassic.ru/

В береговых обрывах мыса Юнши свита представлена мраморизованными полосчатыми известняками — белыми, розовыми, серыми, зеленовато-серыми с прослоями амфиболизированных диабазов и хлоритовых сланцев. Породы сильно перемяты, пронизаны густой сетью жил кальцита, местами скарнированы.

Видимая мощность свиты примерно 320 *м*. Общая мощность, по-видимому, достигает 1000 *м*.

Путятинская свита весьма условно отнесена к силуру—девону, поскольку по литологическому составу и степени метаморфизма она не похожа на известные в Приморье протерозойские отложения и, кроме того, прорвана гранитами и анненскими габброидами, имеющими абсолютный возраст 315 млн. лет, и несогласно перекрыта нижнепермской дунайской свитой *.

Вангоуская серия. Как самостоятельная стратиграфическая единица была выделена М. Н. Ивантишиным в 1932 г. под названием вангоуской свиты. И. И. Берсенев (1949 г.) нижнюю и среднюю части серии относил к протерозою, а верхнюю — к верхнему палеозою. В категорию серии ее отнес Ф. А. Пискунов в 1958 г., сопоставляя с улахинской серией. Рассматриваемые отложения изучали также И. З. Бурьянова, А. Р. Спицын, Ю. Д. Захаров и др. Вангоуская серия распространена в бассейне р. Вангоу (правый приток р. Судзухе). Она сложена кремнистыми породами, порфиритами и их туфами, глинистыми сланцами, песчаниками, филлитами, кварц-серицитовыми и кварц-серицит-карбонатными сланцами с маломощными линзами известняков. По преобладанию в разрезе тех или иных пород вангоуская серия подразделяется на три толщи общей мощностью 3000 *м*.

Нижняя толща мощностью около 1000 *м* представлена преимущественно кварц-хлоритовыми и кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами, филлитами, реже глинистыми сланцами. Сланцы полосчатые и плойчатые, серые с зеленоватым оттенком. Полосчатость и совпадающая с ней сланцеватость четкие, выражены с исключительным постоянством. Наблюдается чередование темных полос, обогащенных серицитом, и светлых, обогащенных кварцем или карбонатом. Прослои, представленные хлоритом или серицитом, тонкие (0,5—1 *мм*), зеленые, на плоскостях сланцеватости шелковистые, прослои кварц-карбонатного и кварцевого состава — светло-серые, мощность их обычно 2—3 *мм*, редко до 1 *см*. Поверхность прослоев волнистая, излом поперек сланцеватости неровный. Кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и кварц-карбонат-хлоритовые сланцы и филлиты соответственно состоят из кварца, серицита или хлорита, карбоната, часто с примесью рудного минерала.

Средняя толща мощностью около 1300 *м* залегает согласно на нижней. Граница между ними проведена по появлению вулканоген-

---

* К силуру — нижнему(?) девону условно относится вулканогенно-осадочная толща, залегающая стратиграфически выше снегуровской толщи и развитая на ограниченных площадях у пос. Дальзавод, близ с. Вознесенка, юго-восточнее с. Черниговка, южнее с. Прохоры, на правобережье р. Лефу у разъезда Лефинский тупик, в долине р. Тудагоу у с. Виноградовка. Толща сложена туффитами, туфами кислого и среднего состава, туфоконгломератами, фельзитами, риолитовыми порфирами, порфиритами и диабазами и имеет мощность около 1000 *м*.

В северной части Южно-Приморской зоны, в долине р. Тудагоу, близ с. Виноградовка, развита толща песчаников, алевролитов и аргиллитов с углистыми прослоями, ранее описанная М. Г. Золотовым под названием люторгской свиты и отнесенная им предположительно к карбону. Из флоры, собранной в этой толще Б. А. Ивановым в 1965 г. и позднее С. Р. Роберманом, В. А. Красилов недавно определил: *Drepanophycus* sp., *Hostimella* sp., Germanophyton sp. (sp. nov.), указывающих на вероятный нижнедевонский возраст вмещающих пород.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

ных пород, играющих существенную роль в составе средней толщи. В ее сложении принимают участие афировые порфириты, кремнистые породы, кремнисто-глинистые и хлорит-кремнистые сланцы.

Верхняя толща мощностью 700—800 *м* представлена кремнистыми породами, песчаниками туфогенными, полимиктовыми и аркозовыми, глинистыми сланцами, реже алевролитами и порфиритами. Часто по кремнистым породам развиваются кварциты, особенно вблизи контактов с гранитами. Линзы кремнистых пород замещаются глинистыми сланцами. В бассейне ключа Кириллова количество кремнистых пород уменьшается; здесь преобладают песчано-глинистые отложения, иногда с туфовым материалом.

Вулканические породы претерпели зеленокаменные изменения, выразившиеся в полном или частичном замещении этих пород агрегатом актинолита, клиноцоизита, эпидота и хлорита. В ряде случаев образовались различные сланцы — актинолит-кварц-эпидотовые, альбит-актинолитовые, эпидот-хлоритовые и др., часто с мелкой вкрапленностью сульфидов. Породы сильно окварцованы (местами превращены во вторичные кварциты), карбонатизированы, альбитизированы и серпентинизированы.

На правобережье р. Судзухе в 7 *км* западнее с. Свободное в линзах известняков, залегающих среди кварцитов, порфиритов, алевролитов и песчаников В. Ф. Голиком и Н. Г. Мельниковым в 1966 г. собраны остатки криноидей, определенные Ю. А. Дубатоловой как *Pentagonocyclicus* sp. и *Cyclocyclicus* sp., наиболее близкие к среднепалеозойским формам. Из этих же образцов В. Н. Дубатоловым и В. И. Хромых определена строматопороидея *Amphipora*, известная из силурийских и девонских отложений СССР. По мнению Ю. А. Дубатоловой, отложения, вмещающие указанную фауну, имеют среднепалеозойский возраст.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

К силуру и девону в рассматриваемой зоне условно отнесена тудовакская свита, выделенная в 1957 г. В. Н. Силаитьевым на Нотто-Иманском междуречье. Подошва тудовакской свиты не установлена, с вышележащей маляновской свитой нижне- и среднекаменноугольного возраста она граничит по тектоническим контактам типа надвига. В. Н. Силантьев предполагает несогласное налегание маляновской свиты. Местами тудовакская свита несогласно перекрывается верхнепермскими песчаниками. Свита разделена на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена темно-серыми и зеленовато-серыми филлитизированными глинистыми сланцами, в подчиненном количестве отмечены прослои черных углисто-глинистых сланцев, микрокварцитов и тонкослоистых тонкозернистых мраморов. Видимая мощность подсвиты около 3000 *м*.

На левобережье р. Тудо-Ваку, по В. Н. Силантьеву, в основании разреза нижнетудовакской подсвиты лежат серые кремнистые породы мощностью 20 *м*, выше располагаются глинистые и песчано-глинистые сланцы с прослоями черных углисто-глинистых сланцев — 80 *м*, еще выше наблюдается чередование глинистых и углистых сланцев, мощность чередующихся слоев 50—100 *м*; мощность всей пачки 650 *м*. В верхней части разреза мощностью 900 *м* отмечается чередование глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников.

Верхняя подсвита распространена в бассейнах среднего течения р. Эльдо-Ваку, нижнего и среднего течения р. Нотто и по правобережью р. Фудзин. Подсвита сложена серыми и светло-серыми кремнистыми

http://jurassic.ru/

породами, переслаивающимися с темно-серыми глинистыми сланцами. Нижняя граница отбивается по подошве первого горизонта кремнистых пород, а верхняя не установлена. По ключу Большому (левому притоку р. Эльдо-Ваку) выше глинистых сланцев нижнетудовакской подсвиты залегают:

1. Темно-серые тонкорассланцованные глинистые сланцы, переслаивающиеся с серыми кремнистыми породами. Мощность пачек сланцев 20—40 *м*, кремней 4—12 *м* . . . . . 300 *м*
2. Пачки серых и светло-серых кремнистых пород мощностью до 30 *м*, чередующиеся с пачками глинистых сланцев мощностью 5—20 *м* . . . . 170 „
3. Тонкорассланцованные глинистые и песчано-глинистые сланцы с редкими прослоями кремней и песчаников . . . . . 600 „
4. Темно-серые глинистые и песчано-глинистые сланцы с многочисленными прослоями светло-серых тонкоплитчатых кремнистых пород мощностью до 15 *м* . . . . . 300 „

На породах четвертой пачки несогласно залегает верхняя пермь.

Общая мощность свиты 4000—5000 *м*.

Как отмечает В. Н. Силантьев, граница подсвит наблюдается в бассейне р. Эльдо-Ваку, по ключу Большому у главного развилка, где происходит резкая смена филлитизированных глинистых сланцев нижней подсвиты кремнистыми породами верхней подсвиты тудовакской свиты. Граница верхней подсвиты и маляновской свиты не устанавливается.

В. Н. Силантьев считает, что положение тудовакской свиты в ядре Главного антиклинория Сихотэ-Алиня обусловливает ее наиболее древний возраст по отношению ко всем другим толщам, слагающим Главный антиклинорий.

Рассматриваемая свита перекрыта маляновской свитой (условно нижне-среднекаменноугольного возраста), выше которой в свою очередь залегает самаркинская свита (средний—верхний карбон). В маляновской свите фауна не найдена. В самаркинской наиболее древними формами являются среднекаменноугольные фораминиферы. Таким образом, тудовакская свита имеет заведомо досреднекаменноугольный возраст. Учитывая, что тудовакскую и самаркинскую свиты разделяет маляновская мощностью свыше 1000 *м* и что первая по литологическому составу обнаруживает сходство с силурийскими отложениями Гродековской подзоны, тудовакская свита условно отнесена к силуру—девону. При этом не исключен нижнекаменноугольный возраст.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ ОРДОВИКСКИХ, СИЛУРИЙСКИХ И ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ордовикские (?), силурийские и девонские отложения на территории Приморья имеют ограниченное распространение. До недавнего времени считалось, что породы этого возраста в Приморье вообще отсутствуют. Это служило одной из причин предположения о существовании здесь в ордовикское—девонское время обширной области сноса, возникшей в результате байкальской складчатости.

Обнаружение фаунистически доказанных силурийских отложений в Западно-Приморской зоне существенно меняет представление о времени проявления складчатости, возрасте интрузивных пород и эндогенной минерализации значительной части Приморья и имеет важное значение для решения ряда других вопросов.

Однако наши сведения по стратиграфии описываемых отложений пока весьма скудны. Корреляция их разрезов для различных районов

http://jurassic.ru/

Схема корреляции разрезов ордовика —

Система	Зона / Подзона / Отдел	Западно-Приморская: Краевская	Западно-Приморская: Хасанская	Ханкайский: Гродековская
Девонская	Верхний	?		
	Средний		*Карбонатно-эффузивная толща.* Порфириты, кварцит-карбонатные сланцы, известняки, доломитизированные известняки Более 530 *м*	Кордонкинская свита: *Верхняя толща.* Порфириты, туфы, туфобрекчии, туфосланцы, алевролиты 670 *м*
	Нижний			
Силурийская	Верхний	*Краевская толща* Мусковит-биотит-кварцевые сланцы с невыдержанными маломощными прослоями и линзами амфиболитов и слюдистых кварцитов 1500—1800 *м*		*Средняя толща.* Глинистые, глинисто-филлитовые сланцы, мелкозернистые песчаники с *Dalmanella* sp., *Leptaena* cf. *romboidalis* Wild., *Leptostrophia* sp., *Camarotoechia* sp., *Calymene* ex gr. *blumenbachi* Brongn., реже конгломераты, порфириты, туфы, кремнистые сланцы Более 2300 *м*
	Нижний		?	*Нижняя толща.* Песчаники полимиктовые, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые туфы порфиритов 600 *м*
Ордовикская		?		?
Подстилающие отложения		?	?	?

http://jurassic.ru/

Таблица 4

силура — девона Приморского края

массив	Южно-Приморская		Главный антиклинорий	
Лесозаводская	Дунайско-Сучанская	Сучано-Судзухинская		
		Вангоуская серия	Тудовакская свита	
		Верхняя толща. Кремнистые породы, песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, порфириты 700—800 *м*		*Верхняя подсвита.* Кремнистые породы, чередующиеся с глинистыми сланцами 1000—2000 *м*
Тамгинская серия *Средняя и верхняя толщи.* Песчаники полимиктовые, филлиты, филлитизированные сланцы, известняки. В сланцах флора сходная с *Baragwanathia, Tastaephyton, Saxonia* 3000 *м*	**Путятинская свита** Порфириты, песчаники, туфоконгломераты, известняки, кремни	*Средняя толща.* Афировые порфириты, кремнистые породы, кремнисто-глинистые и хлорит-кремнистые сланцы 1300 *м*		*Нижняя подсвита.* Глинистые сланцы с прослоями углисто-глинистых сланцев, микрокварцитов и мраморов Около 3000 *м*
		Нижняя толща. Кварц-хлоритовые, кварц-карбонат-хлоритовые и глинистые сланцы 1000 *м*		
	?	?		?
	?	?		?

http://jurassic.ru/

Приморья приведена в табл. 4, а предполагаемые площади распространения и типы формаций показаны на рис. 46.

В большинстве районов нет данных о породах, подстилающих описываемые обнажения. В северной части Ханкайского массива (в Лесозаводской подзоне) благодаря наличию силурийской флоры в средней и верхней частях тамгинской серии, предполагается непрерывный разрез от верхнего протерозоя до верхнего силура или нижнего девона. Другие участки, где можно предположить согласное залегание описываемых отложений на кембрии, расположены на юго-востоке Ханкайского массива на правобережье р. Лефу южнее ст. Манзовка и в Синегорской подзоне. Здесь, восточнее ст. Буянки, реттиховская свита, содержащая кембрийско-ордовикскую фауну, залегает без видимого перерыва на толще, относимой к среднему кембрию. В остальных районах предположительно ордовикские, силурийские, девонские отложения являются самыми древними, и подстилающие их породы не известны.

В пределах Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны эти отложения прорваны крупными интрузиями габброидов и гранитоидов. На глубоко размытой поверхности интрузивных пород и вмещающих их отложений с резким угловым несогласием залегают нижнепермские или более молодые образования. В Гродековской подзоне на фаунистически охарактеризованной силурийской фауной кордонкинской свите лежат верхнепермские отложения. Севернее, в бассейне р. Синтуха, не исключено наращивание непрерывного разреза краевской толщи, условно относимой к силуру—нижнему девону, вверх, до нижней перми включительно. В зоне Главного антиклинория, по мнению В. Н. Силантьева, тудовакская свита (предположительно силур—нижний девон) перекрывается с перерывом и угловым несогласием нижнекаменноугольными отложениями, однако убедительных доказательств этого нет, поскольку указанные толщи контактируют по разломам. Не исключено, что здесь имеет место непрерывное осадконакопление до нижней перми включительно.

Описываемые отложения представлены морскими формациями геосинклинальных прогибов — спилито-диабазовой, терригенно-кремнистой, терригенно-карбонатной, в меньшей мере терригенной. Незначительный снос обломочного материала происходил, вероятно, из центральной части Ханкайского массива.

Фауна брахиопод и трилобитов кордонкинской свиты указывает на ее формирование в морском бассейне, имеющем связь с многими областями Азии и других частей земного шара. Этот бассейн, по-видимому, был унаследован от кембрийского периода и существовал до конца силура или начала девона, занимая, вероятно, почти все Приморье (см. рис. 46).

В девоне на значительной территории края, охватывающей Ханкайский массив, Алчанскую, Даубихинскую и Южно-Приморскую зоны и восточную часть Западно-Приморской зоны, происходила складчатость. В это же время внедрились многочисленные интрузии габброидов и гранитоидов. В результате указанная территория испытала поднятие, вышла из-под уровня моря и в дальнейшем длительное время подвергалась размыву (см. рис. 47).

Морские условия в среднем и позднем девоне могли существовать в зонах Главного антиклинория, Главного синклинория, Прибрежной, Бикинской и в западной части Западно-Приморской, однако доказательств этого нет.

Полезные ископаемые, связанные с предположительно ордовикскими, силурийскими и девонскими отложениями, имеют пока ограни-

http://jurassic.ru/

ченное распространение. К ним относятся немногочисленные месторождения известняков и строительного камня, периодически разрабатываемые полукустарным способом при строительстве дорог и для других местных нужд.

Изучение стратиграфии ордовикских, силурийских и девонских отложений Приморья является одной из важнейших задач. Точное установление возраста, соотношения с подстилающими и перекрывающими толщами помогут решить основные вопросы истории геологического развития Приморья, включая один из важнейших циклов магматизма и связанного с ним рудообразования.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения распространены в Главном антиклинории, в Прибрежной и Бикинской зонах. Наиболее широкое развитие они имеют в Главном антиклинории, где представлены эффузивно-кремнисто-терригенными толщами. В Прибрежной зоне каменноугольный возраст имеют известняки и местами кремнисто-терригенные образования. В Бикинской зоне рассматриваемые отложения состоят из глинистых сланцев, кремней, песчаников и алевролитов с редкими линзами известняков.

Современные представления о распространении и составе каменноугольных отложений возникли в результате сложного развития взглядов на стратиграфию верхнего палеозоя вообще и карбона в частности. Ф. Н. Чернышев (1888), а впоследствии и другие исследователи высказывали предположение о наличии карбона в Приморье. Эти соображения укрепились в связи с находкой *Lepidophloios* sp., сделанной И. А. Преображенским (1928) в песчаниках полуострова Трудного.

Более достоверные данные получил Г. П. Воларович, обнаруживший в 1933 г. в известняках горы Зарод обломок раковины *Gigantoproductus giganteus* (Sowerby). Позднее на горе Зарод были собраны многочисленные фораминиферы, кораллы, мшанки. Отдавая предпочтение той или иной группе фауны, одни исследователи считали возраст известняков и вмещающих пород каменноугольным (П. Н. Кропоткин, С. А. Салун, 1948; Ю. А. Иванов), другие — нижнепермским (С. А. Музылев, А. И. Жамойда, 1955), третьи (Н. С. Подгорная и др.) частично относили рассматриваемые отложения к карбону, частично к нижней перми. А. И. Жамойда, Н. С. Подгорная и М. И. Соснина (1958) отложения нижнего отдела установили в бассейне р. Аввакумовка. В других частях Приморья каменноугольные отложения описаны И. И. Берсеневым, Ю. Я. Громовым, В. К. Елисеевой, А. И. Жамойдой, Е. Д. Касьяном, П. Н. Кропоткиным и С. А. Салуном, С. А. Музылевым и И. Ф. Барановым, Л. А. Неволиным, А. П. Никитиной, В. Н. Силантьевым, Г. П. Толмачевым, Б. Я. Чернышом и др.

Палеонтологическое обоснование и расчленение системы произведено М. И. Сосниной (ВСЕГЕИ) и А. П. Никитиной (ПГУ). Они собрали и изучили большой материал по фораминиферам, в результате чего в составе каменноугольных отложений Приморского края выделено шесть микрофаунистических зон, пять из которых установлено М. И. Сосниной: 1) Endothyra ex gr. globulus, Eostaffella, Millerella — верхняя половина визейского яруса; 2) Ozawainella aurora и Pseudostaffella ex gr. antiqua — нижняя половина башкирского яруса; 3) Profusulinella rhomboides, Pseudostaffella confusa — нижняя половина московского яруса; 4) Fusulinella pseudobocki, Fusulina ex gr. quasicylindrica — верхняя половина московского яруса; 5) Protriticites и

http://jurassic.ru/

Obsoletes — низы гжельского яруса; 6) Triticites — средняя и верхняя части гжельского яруса.

Однако микрофауна заключена в однородных известняках, что не позволяет расчленять каменноугольные отложения на отделы при геологическом картировании даже крупного масштаба. По этой причине ниже дано описание каменноугольной системы в целом, сначала для более изученной Прибрежной зоны, затем для зоны Главного антиклинория и в конце для Бикинской зоны, где она изучена слабо.

Прибрежная зона

В рассматриваемой зоне каменноугольные отложения являются наиболее древними. С пермскими образованиями они связаны постепенным переходом через слои, содержащие микрофауну верхов верхнего карбона и низов нижней перми. Каменноугольные отложения этой зоны развиты в Ольгинском и Восточно-Кавалеровском районах.

В Ольгинском районе наиболее хорошо изучены каменноугольные отложения горы Зарод, меньше данных имеется по бассейну р. Аввакумовка, где они известны на горах Белой, Фудинов Камень и по ключу Скалистому.

Гора Зарод расположена на левобережье р. Мокруша (бассейн р. Холувай), в 8 *км* западнее северного побережья залива Владимира. Это крупный, частично закарстованный, известняковый массив, ограниченный разломами и залегающий среди нижнепермских и предположительно юрских отложений (рис. 9).

И. В. Трефиловой (1961) и А. П. Никитиной (1963) установлено несколько микрофаунистических зон карбона и нижней перми, позволяющих говорить о длительном росте массива.

Наиболее древние известняки представляют собой серые и светло-серые массивные, часто оолитовые породы, обладающие большей частью пятнистой текстурой и крустификационной или инкрустационной структурой. В основании разреза известняки в различной степени доломитизированы, характеризуются почти полным отсутствием примесей терригенного материала (кроме илистых частиц, обусловливающих пятнистую текстуру). Известняки содержат остатки фораминифер, мшанок и скопления водорослей, являющихся, очевидно, основными рифообразователями. Из фораминифер А. П. Никитиной определены: *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Janischewskina* sp., *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* (Brady), *Mediocris mediocris* Viss., *Eostaffella ikensis* Viss., *Asteroarchaediscus pustulus* (Grosd. et Leb.), *A. baschkiricus* (Krest. et Theodor.), *A. rugosus* (Raus.), *Howchinia* sp. По А. П. Никитиной и М. И. Сосниной, данный комплекс фораминифер указывает на поздневизейский возраст содержащих их отложений. По-видимому, в этих же известняках Г. П. Воларович нашел обломки раковины *Gigantoproductus giganteus* (Sowerby).

Вследствие отсутствия в известняках слоистости определить их истинную мощность невозможно. Вероятная мощность нижнего карбона составляет 300—500 *м*.

Среднекаменноугольные отложения отделены от нижнекаменноугольных разломом. Это серые и светло-серые мелко- и скрытокристаллические неслоистые породы, местами оолитовые, нередко доломитизированные, на отдельных участках переполненные органическим детритом. В них обнаружены крупные скелетные образования водорослей, фораминиферы, пузырчатая ткань кораллов, обрывки колоний мшанок, обломки раковин, гастропод, пелециpод и остракод, чешуя рыб. По

http://jurassic.ru/

фауне фораминифер установлено наличие башкирского и московского ярусов.

Для башкирского яруса (преимущественно для его нижней части) характерны виды *Eostaffella* aff. *paraprotvae* Raus., *E.* ex gr. *mosquensis* Viss., *E.* cf. *proikensis* Raus., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb. и др. Вероятная мощность башкирских отложений 200—300 *м*.

Вышележащие известняки московского яруса ничем не отличаются от нижележащих. В их верхней части собраны и определены форами-

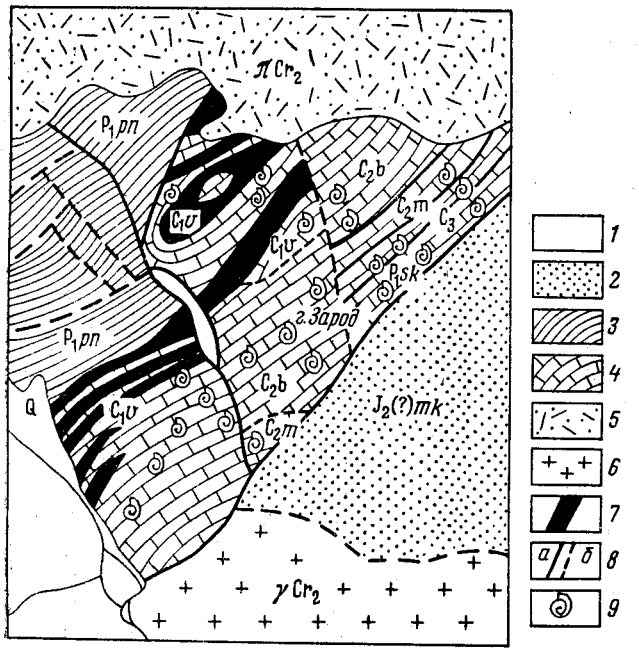


Рис. 9. Схематическая геологическая карта горы Зарод (по И. В. Трефиловой)

1 — аллювий; *2* — песчаники с прослоями кремнистых пород; *3* — кремнистые породы, спилиты, песчаники; *4* — известняки; *5* — фельзиты (πCr_2); *6* — граниты (γCr_2); *7* — силлы миндалекаменных порфиритов и диабазов; *8* — разрывные нарушения установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *9* — места отбора микрофауны. Свиты: $J_2(?)mk$ — мокрушинская; P_1pn — пантовая

ниферы: *Fesulinella pseudobocki* Lee et Chen, *F. colani* Lee et Chen, *F. schwagerinoides* (Deprat), *F. usvae* Dutk., *F. cylindrica* Fischer em. Moell., *Schubertella lata* Lee et Chen, *Sch. magna* Lee et Chen, *Fusiella exultata* Sosn.

Мощность московского яруса 100—150 *м*.

Верхний отдел, по мнению А. П. Никитиной, залегает на среднем со слабым размывом. Верхнекаменноугольные известняки в нижней части разреза представлены доломитизированными разностями с псевдоолитовой структурой и мелкозернистым цементом. Выше лежат известняки с органогенной структурой, среди которых встречаются оолитовые разности. Эти известняки содержат *Triticites schwageriniformis* Raus. var. *nanus* Ros., *Tr. parvulus* Schellw., *Tr. montiparus* (Moell.) и др.

Мощность верхнего карбона 20—40 *м*, общая мощность каменноугольных отложений горы Зарод 650—900 *м*.

Таким образом, на горе Зарод наблюдается разрез карбона, представленный исключительно известняками. Сравнительно с другими районами каменноугольные отложения здесь имеют сокращенную мощность.

К нижнему карбону А. И. Жамойдой, Н. С. Подгорной и М. И. Сосниной (1958) отнесена толща кремней, известняков и алевролитов,

http://jurassic.ru/

выходящая на дневную поверхность по ключу Скалистому (бассейн р. Аввакумовка).

Эти авторы приводят следующий разрез нижней части толщи:

1. Светло-серые кремнистые породы	20—30 *м*
2. Алевролиты черные	5 „
3. Известняки крупно- и среднекристаллические, белые и светло-серые, массивные, реже плитчатые	20 „
4. Кремнистые породы	12 „
5. Алевролиты черные	12 „
6. Известняки, аналогичные слою 3	50 „
7. Алевролиты и глинистые сланцы	10 „
8. Кремнисто-известняковые и кремнистые брекчии, состоят соответственно из неокатанных и слабоокатанных обломков кремней и известняков или одних кремней. Цемент (10—40%) темно-серый, хлоритосланцевый	10—15 „
9. Известняки с маломощными линзами кремнисто-известняковых брекчий	45 „
10. Коричневато-серые кремнисто-глинистые сланцы	30 „
11. Светло-серые кремнистые породы	20 „
12. Чередование мелкообломочных кремнистых брекчий, нередко с песчаниковым цементом, песчаников и кремнистых пород	до 75 „

Мощность по разрезу 310—320 *м*.

В известняках этой части разреза М. И. Сосниной установлен следующий комплекс фораминифер: *Tuberitina* sp., *Ammodiscus* sp., *Haplophragmella* (?) sp., *Endothyra* ex gr. *globulus* Eichw., *E.* ex gr. *omphalota* Raus. et Reitl., *E.* aff. *barzassiensis* Leb., *E.* aff. *legitima* Schlyk., *E.* ex gr. *similis* Raus. et Reitl., *E.* cf. *pauciseptata* Raus., *Quasiendothyra* cf. *diserta* Leb., *Endothyranella* sp., *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. mediocris* var. *ovatus* Viss., *Eostaffella breviscula* Gan., *E. umbilicata* Sosn., *E.* ex gr. *mosquensis* Viss., *E. prisca* Raus. var. nov., *E. prisca* Raus. var. *butinae* Gan., *E.* aff. *lenticula* Grozd. et Leb., *E. paraparva* Gan., *E.* ex gr. *proikensis* Raus., *Millerella* aff. *shamordini* Raus., *M.* aff. *pressula* Gan., *M.* aff. *tantilla* Gan., *M. tantilla* Gan. var. *orienta* Sosn., *Parastaffella* ex gr. *struvei* Moell., *P. candida* Gan., *P. gracilis* Sosn., *Palaeotextularia* (?) ex gr. *longissima* Lip., *Cribrostomum* ex gr. *eximum* Moell., *Climacammina ussuriensis* Sosn., *Tetrataxis* sp., *Archaediscus* aff. *pustulus* Grozd. et Leb., *A.* cf. *ovoides* Raus., *Monotaxis* sp. Отложения, содержащие этот комплекс, по мнению М. И. Сосниной, синхронны визейским отложениям Русской платформы, Урала и Центрального Казахстана.

Верхняя часть толщи общей мощностью 700—800 *м* сложена светло-серыми и коричневато-серыми кремнистыми породами, иногда тонкополосчатыми или брекчированными с редкими прослоями и линзами черных кремней, алевритистых и кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых брекчий и известняков. В этих известняках обнаружены мелкие эндотиры нижнекаменноугольного облика. Это не исключает наличия в данном разрезе среднего, а возможно, и верхнего карбона. Общая мощность каменноугольных отложений ключа Скалистого 1000—1100 *м*.

К нижнему карбону В. К. Елисеева относит серые и светло-серые известняки горы Фудинов Камень.

В известняках Кастафуновой пади и на горе Белой Н. С. Подгорной собраны фораминиферы, среди которых М. И. Сосниной определены: *Fusulinella* cf. *eopulchra* Raus., *Fusulinella* sp. nov. aff. *ellipsoidalis* Sosn., *F.* cf. *pseudobocki* Lee et Chen. Там же обнаружены мелкие фузулиниды, напоминающие *Profusulinella parva* var. *convoluta* Lee et Chen, *Pr.* (?) aff. *rhomboidea* Lee et Chen. По мнению М. И. Сосниной, известняки, содержащие данную микрофауну, явля-

http://jurassic.ru/

ются среднекаменноугольными и по возрасту скорее всего соответствуют средней части московского яруса.

В Восточно-Кавалеровском районе каменноугольный возраст имеют отдельные массивы или глыбы известняков, залегающие среди пермских и более молодых отложений.

Восточнее горы Ким по левому водоразделу ключа Мечта (правый приток р. Фудзин) к верховью ключа Ким протягивается цепь разрозненных известняковых тел, вытянутых в меридиональном направлении и имеющих ширину 50—70 *м*. Вмещающими породами являются кремни и песчаники, условно отнесенные А. Н. Калягиным (1964 г.) к верхней перми. Большинство массивов, по данным А. П. Никитиной (1964 г.), содержат только какой-либо один зональный комплекс фауны и лишь в одном выходе наряду с позднекаменноугольными формами появляются раннепермские. Отдельные мелкие выходы (глыбы?) известняков к югу и довольно крупный массив к северу от описываемой группы выходов имеют уже нижнепермский возраст.

Каменноугольные известняки — это серые или темно-серые породы, неслоистые, реже оолитовые с органогенно-обломочной структурой, химически чистые (нерастворимый остаток менее 2%).

В этой цепочке массивов к среднему карбону отнесен небольшой выход известняков, содержащих, по А. П. Никитиной (1964 г.), *Schubertella magna* Lee et Chen, *Fusulinella* cf. *eopulchra* Raus., *F.* aff. *bocki* Moell., *Fusulina* (?) sp.

Большинство массивов сложено верхнекаменноугольными известняками. Они охарактеризованы следующим комплексом фузулинид: *Fusulinella* ex gr. *pulchra* Raus. et Bel., *Schubertella* cf. *paramelonica* Sul., *Triticites* cf. *schwageriniformis* Raus. и др.

На водоразделе пади Сибайгоу и ключа Мечта А. Н. Калягин (1964 г.) отмечает выход спилитов, чередующихся с невыдержанными горизонтами (линзами) известняков. По определению А. П. Никитиной, в известняках содержатся фораминиферы верхнекаменноугольного — нижнепермского возраста. Это *Bradyina* sp., *Schubertella* ex gr. *kingi* Dunb. et Skinn., *Sch. simplex Lange* var. *ischimbaievica* Suleim., *Triticites* ex gr. *simplex* Chen, *Pseudofusulina* sp., *Palaeotextularia accidentalis* Morosowa, *Deckerella* sp., *Tetrataxis lata* Spandol., *T. hemisphaerica* Morosova, *Globivalvulina* sp.

По-видимому, в этих же известняках А. Н. Калягиным (1964 г.) собраны, а А. П. Никитиной определены *Endothyra* sp., *Eostaffella* sp., *Schubertella* ex gr. *kingi* Dunb. et Skinn.

К верхнему карбону А. Н. Калягин относит небольшой выход известняков, расположенных еще восточнее горы Ким — на водоразделе пади Сибайгоу и р. Фудзин. В известняках содержатся фузулиниды, определенные А. П. Никитиной: *Fusulinella* ex gr. *usvae* Dutk., *F.* cf. *subpulchra* Raus. et Bel., *F. pulchra* Raus. et Bel.

Гора Кавалерово, расположенная на водоразделе пади Индолаза и ключа Леспромхозовского, является, по данным А. П. Никитиной и А. Н. Калягина, среднекаменноугольно-пермским биогермом. Массив окружен выходами кремнистых пород условно верхнепермского возраста (по А. Н. Калягину, 1964 г.), с которыми известняки имеют нормальный контакт.

Каменноугольные известняки, слагающие южную оконечность горы, по А. П. Никитиной (1964 г.), обладают органогенно-обломочной и оолитовой структурой. Цемент поровый, образованный средне-, реже мелкозернистым кальцитом.

А. П. Никитина установила присутствие следующих видов среднекаменноугольных фораминифер: *Fusulinella provecta* Scheng., *F.* cf.

http://jurassic.ru/

colaniae Lee et Chen, *F.* cf. *borealis* Raus., *Schubertella magna* Lee et Chen, *Sch. obscura* Lee et Chen, *Sch. lata* Lee et Chen, *Fusiella typica* Lee et Chen и различные Textulariidae.

По-видимому, таким же биогермом является гора Горелая, на водоразделе пади Индолаза и р. Тадуши, близ южной окраины пос. Кавалерово, сложенная нижнепермскими известняками. Среднекаменноугольный возраст имеют два разрозненных выхода известняков на северном склоне горы, расположенные в песчано-кремнистой толще, отнесенной А. И. Бураго (1964 г.) и А. Н. Калягиным (1964 г.) к верхнему карбону. Соотношение известняков с породами песчано-кремнистой толщи не установлено.

В этих выходах А. П. Никитиной установлены среднекаменноугольные формы, характерные для пограничных слоев с верхним карбоном: *Fusulinella provecta* Sheng., *F. pseudobocki* Lee et Chen, *F. rara* Schlyk., *F.* cf. *fluxa* (Lee et Chen), *F.* ex gr. *schwagerinoides* (Deprat), *F. usvae* Dutk., *F. pulchra* Raus. et Bel., *Schubertella magna* Lee et Chen, *Sch. lata* Lee et Chen, *Sch. obscura* Lee et Chen, *Fusiella typica* Lee et Chen и др., в том числе несколько новых видов.

К верхнему карбону А. Н. Калягин отнес толщу переслаивающихся кремнистых пород мощностью около 300 *м*, рассланцованных и развальцованных алевролитов, песчаников с линзами известняков и известковистых песчаников, обнаженную в тектоническом блоке по правому берегу р. Тадуши восточнее скалы Арсеньева (южная окраина пос. Кавалерово). Мощности слоев 0,5—6 *м*, редко 11—15 *м*, отдельные пачки переслаивающихся пород достигают 60 *м*. В линзах известняков обнаружен комплекс фузулинид плохой сохранности, аналогичный, по заключению А. П. Никитиной, верхнекаменноугольному комплексу горы Горелой. А. П. Никитина (1964 г.) к верхнему карбону отнесла часть известняков, слагающих скалу Арсеньева, возвышающуюся у пос. Кавалерово на правом берегу р. Тадуши.

Известняки представляют собой серые и темно-серые массивные породы, пронизанные густой сетью тонких прожилков кальцита. Под микроскопом они обнаруживают органогенно-обломочную структуру. Промежутки между зернами выполнены среднекристаллическим кальцитом. Цемент поровый. Нерастворимый остаток — не более 3%.

Судя по фауне, верхнекаменноугольные известняки скалы Арсеньева соответствуют по возрасту подтритицитовым слоям Русской платформы. А. П. Никитиной собран и изучен следующий комплекс фораминифер: *Bradyina nautiliformis* Moell., *Climacammina* sp., *Spiroplectammina* sp., *Tetrataxis* sp. Кроме того, ею установлены и описаны новые виды, принадлежащие родам *Obsoletes* и *Quasifusulinoides*.

В ключе Точильном (пос. Кавалерово), по наблюдениям А. П. Никитиной, наряду с пермскими имеются известняки пограничных слоев среднего—верхнего карбона. Это темно-серые породы, пронизанные густой сетью прожилков кальцита. Структура органогенно-обломочная с тонкозернистым кальцитовым цементом порового типа. Из фузулинид А. П. Никитиной определены: *Fusulinella* cf. *pseudobocki* (Lee et Chen), *Schubertella lata* Lee et Chen, *Sch. magna* Lee et Chen, *Protriticites* sp., *Obsoletes* sp. и др.

В Санькином ключе (северная окраина пос. Кавалерово) известна толща песчаников, алевролитов, среди которых в неясных соотношениях с вмещающими породами имеется несколько разобщенных массивов известняков. Это темно-серые породы, местами измененные до мраморов, доломитизированные, окварцованные, пронизанные прожил-

http://jurassic.ru/

ками кальцита. Структура органогенно-обломочная, цемент поровый.

По А. П. Никитиной, фузулиниды представлены комплексом пограничных слоев между средним и верхним карбоном: *Fusulinella* cf. *provecta* Sheng., *F.* cf. *colaniae* Lee et Chen, *F. pseudobocki* Lee et Chen, *Schubertella* sp., *Protriticites* sp. В известняках этого же массива содержится микрофауна и пермского возраста.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

В Главном антиклинории каменноугольные отложения залегают, по-видимому, несогласно на предположительно силур-девонских и подразделяются на маляновскую и самаркинскую свиты.

Маляновская свита выделена В. Н. Силантьевым в 1957 г., изучавшим ее разрез в береговых обрывах левобережья р. Нотто близ устья ключа Малянова. Свита является нижним членом разреза улахинской серии, объединяющей каменноугольные и частично нижнепермские отложения Главного антиклинория.

Маляновская свита распространена в бассейнах рек Улахе, Эльдо-Ваку и в других районах Центрального Сихотэ-Алиня. С нижележащей тудовакской свитой предположительно силурийско-девонского возраста рассматриваемая свита контактирует по разломам. Между этими свитами В. Н. Силантьев предполагает наличие углового несогласия. Вышележащая самаркинская свита залегает на маляновской согласно с постепенным переходом.

В составе свиты принимают участие черные массивные окремненные алевролиты, переслаивающиеся с черными, реже серыми и темно-серыми кремнистыми породами, зеленовато-серые порфириты и их рассланцованные туфы; иногда встречаются маломощные прослои темно-серых песчаников и глинистых сланцев. Органические остатки в маляновской свите не обнаружены. Ее нижнекаменноугольный возраст устанавливается предположительно по согласному залеганию свиты ниже самаркинской, охарактеризованной микрофауной.

Опорный разрез свиты на левом берегу р. Нотто, по В. Н. Силантьеву, следующий:

1. Черные кремнистые породы, переслаивающиеся с зеленовато-серыми порфиритами и их туфами и содержащие редкие прослои алевролитов	240 *м*
2. Черные кремнистые породы с редкими прослоями глинистых кремнистых сланцев и туфов порфиритов	60 „
3. Туфы порфиритов с редкими прослоями рассланцованных алевролитов	20 „
4. Черные кремнистые породы и порфириты	20 „
5. Порфириты и глинистые сланцы	50 „
6. Черные кремнистые породы	30 „
7. Туфы порфиритов, переслаивающиеся с черными кремнистыми породами	80 „
8. Алевролиты, переслаивающиеся с туфами порфиритов и содержащие редкие прослои кремнистых пород	105 „
9. Кремнистые породы, переслаивающиеся с туфами порфиритов и алевролитов	30 „
10. Кремнистые породы	20 „
11. Кремнистые породы, переслаивающиеся с туфами порфиритов и алевролитов	25 „
12. Алевролиты, переслаивающиеся с туфами порфиритов	90 „
13. Порфириты, переслаивающиеся с кремнистыми породами и алевролитами	55 „
14. Алевролиты, переслаивающиеся с порфиритами и их туфами	5 „
Видимая мощность свиты по разрезу 830 *м*.	

Общая мощность свиты 900—1100 *м*. Однако учитывая широкое площадное распространение свиты на отдельных участках мощность ее может оказаться большей.

http://jurassic.ru/

В бассейне р. Эльдо-Ваку в разрезе свиты увеличивается количество порфиритов, черные и темно-серые кремнистые породы сменяются серыми и светло-серыми разностями.

Самаркинская свита занимает обширные площади от верховьев рек Улахе и Даубихе до бассейна р. Бикин и далее на север. Свита залегает без признаков несогласия на маляновской свите и согласно перекрывается удековской свитой. Под этим термином, предложенным В. К. Елисеевой и М. И. Сосниной, понималась обнаженная по р. Нотто у с. Самарка толща глинистых сланцев, содержащих верхнекаменноугольные фораминиферы.

Разрез самаркинской свиты у с. Самарка в 1953 г. был изучен А. И. Жамойдой, затем — В. Н. Силантьевым. Свита описана В. К. Елисеевой, Ф. А. Пискуновым, В. И. Надежкиным, А. А. Асиповым, Л. А. Неволиным, И. П. Черныш (Макухиной), Ю. В. Евлановым, Н. И. Буяновым, А. М. Нехорошевым, Ю. П. Бидюком. За последние годы значительно уточнены данные об объеме и литологическом составе самаркинской свиты, а в связи с новыми находками фауны внесены коррективы в представления о ее возрасте.

Самаркинская свита сложена темно-серыми глинистыми сланцами и алевролитами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, кремнистыми породами, спилитами, порфиритами и их туфами, содержащими линзы и глыбы известняков.

Основную роль играют алевролиты и глинистые сланцы. Алевролиты представлены темно-серыми и черными, плотными, нередко окремненными разностями. Обычно они грубо рассланцованы, реже встречаются алевритистые сланцы неравномерноплитчатые, перемятые.

Песчаники и туфогенные песчаники — серые, желтовато-серые и темно-серые, преимущественно мелкозернистой псаммитовой и псаммито-алевролитовой структуры. Они состоят из зерен кварца, плагиоклазов и калиевого полевого шпата, реже — мусковита и акцессориев (циркона, иногда апатита). Тип цемента — базальный и соприкосновения. Состав цемента кварц-серицитовый, кварц-пелитовый, зачастую хлоритизированный. В туфопесчаниках присутствуют обломочки фельзитов.

Кремнистые породы преимущественно серые. Они являются агрегатом мельчайших зерен кварца.

Порфириты представляют собой зеленовато-темно-серые породы. Основная масса мелко- и скрытокристаллическая.

В. Н. Силантьев приводит следующее описание стратотипа по водоразделу рек Нотто и Себучар:

1. Серые мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники со слюдой	40 *м*
2. Серая кремнистая порода	4—6 „
3. Серые мелкозернистые песчаники с прослоями кремнистых пород (до 10 *м*) и алевролитов (до 20—40 *м*)	180 „
4. Песчанистые темно-серые алевролиты, слоистые	50—70 „
5. Полимиктовые песчаники с прослоями туфогенных песчаников	40 „
6. Порфириты и их туфы	30 „
7. Алевролиты темно-серые, рассланцованные с маломощными прослоями песчаников	50 „
8. Темно-серые глинистые сланцы	40—50 „
9. Туфы порфиритов	10—15 „
10. Глинистые сланцы с линзами кремней и песчаников	40 „
11. Алевролиты с прослоями песчаника	70 „
12. Кремнистая порода	10—12 „
13. Алевролиты, как в слое 11	130 „
14. Порфириты зеленовато-серые	10 „
15. Песчаники полимиктовые	8—12 „
16. Порфириты	4—6 „

http://jurassic.ru/

17. Песчаники полимиктовые . . . . . 20—25 *м*
18. Порфириты серые . . . . . 1—6 „
19. Глинистые сланцы, как в слое 10 . . . . . 30 „
20. Песчаники полимиктовые . . . . . 20—25 „
21. Переслаивающиеся кремнистые породы, глинистые сланцы, песчаники . . . . . 60 „
22. Серые песчаники с прослоями кремней мощностью 2—8 *м* . . 100 „
23. Глинистые сланцы с прослоями (1—10 *м*) туфов порфиритов, кремнистых пород и песчаников . . . . . 220—250 „

Видимая мощность 1100—1200 *м*.

Описанный В. И. Надежкиным разрез свиты на правобережье среднего течения р. Нотто (водораздел р. Быстрой и ключа Узкого) отвечает нижней и средней частям стратотипа. Мало отличен от стратотипа разрез, описанный В. Н. Силантьевым в бассейне р. Эльдо-Ваку. В бассейне р. Сандо-Ваку, по данным Л. А. Неволина, значительно увеличивается содержание туфогенных песчаников и порфиритов. В среднем течении р. Бикин (между устьями рек Дялингу и Амба), по В. И. Надежкину, в составе свиты вновь преобладают глинистые сланцы. Песчаники и особенно порфириты имеют подчиненное значение.

В южных районах Приморья, в бассейнах рек Сандагоу и Эльдагоу, судя по материалам И. П. Макухиной, Н. И. Буянова, А. М. Нехорошева и Ю. П. Бидюка, самаркинская свита имеет довольно пестрый литологический состав. Роль глинистых сланцев обычно незначительна. Здесь на отдельных участках разреза преобладают кремни или порфириты (спилиты) и их туфы или песчаники, присутствуют линзы известняков. Среди песчаников, помимо граувакк, И. П. Макухиной отмечается наличие аркозов.

В связи с чрезвычайно интенсивной дислоцированностью свиты (наличие крутых сжатых складок, осложненных многочисленными разломами) определение мощности самаркинской свиты затруднено. Приблизительная оценка ее мощности, по данным ряда геологов, следующая: бассейн р. Фудзин 2500 *м*, бассейн р. Сандагоу 2350 *м*, бассейн р. Бикин 2000 *м*. На некоторых участках Главного антиклинория (например, на междуречье Сандо-Ваку—Иман) выходы рассматриваемой свиты на поверхность занимают большую площадь, что заставляет предполагать увеличение мощности свиты ориентировочно до 5000—7000 *м*.

О возрасте самаркинской свиты имеются следующие данные.

Г. П. Вергуновым в 1952 г. на левом берегу р. Нотто, близ с. Самарка, были собраны фузулиниды (определение М. И. Сосниной): *Ammodiscus* sp., *Endothyra* sp., *Bradyina* sp., *Ozawainella* (?) sp., *Fusulinella* cf. Putr., *F.* cf. *schwagerinoides* Deprat, *Fusulina* cf. *samarica* Raus. et Bel., *Triticites* cf. *montiparus* Ehrenb. em. Moell., *Tr.* cf. *arcticus* (Schellw.), Palaeotextularinae, *Spiroplectammina* sp., *Tetrataxis* sp., *Archaediscus* (?) ex gr. *bashkiricus* Krest. et Theod. По мнению М. И. Сосниной, данный комплекс фораминифер указывает на верхнекаменноугольный—нижнепермский возраст содержащих их отложений, скорее на верхнекаменноугольный.

Кроме того, здесь были определены малооборотные формы *Fusulinella* sp., встреченные в известняковых гальках, находящихся в линзе известняков. Эти формы обнаруживают большое сходство, с одной стороны, с фораминиферами, распространенными в средней части среднего карбона, а с другой — напоминают формы, развитые в верхней части среднего, нижней части верхнего карбона.

В 1958 г. из сборов В. Н. Силантьева, сделанных в тех же известняках, М. И. Сосниной были определены фузулинеллы, близкие к *Fusu-*

http://jurassic.ru/

linella pulchra Raus. et Bel., а в соседней линзе формы, напоминающие тритициты и псевдофузулины. Однако судить о присутствии в этих известняках нижнепермской фауны, по мнению М. И. Сосниной, преждевременно.

В. И. Надежкиным были сделаны сборы микрофауны в двух известняковых линзах в бассейне ключа Быстрого, расположенных поблизости одна от другой. Фораминиферы из одной линзы были по возрасту отнесены М. И. Сосниной к низам среднего карбона. Это *Tuberitina* sp., *Eostaffella* sp., *Pseudostaffella* sp. cf. *antiqua* (Dutk.), *Profusulinella* sp. aff. *primitiva* (Sosn.). Возраст фораминифер из другой линзы, среди которых были определены *Fusulinella pseudobocki* Lee et Chen, *F.* cf. *bocki* (Moell.), был установлен как верхи среднего карбона или даже как верхний карбон.

В 1961 г. А. П. Никитиной из линзы известняков, залегающей в песчано-сланцевых породах по ключу Партизанскому (бассейн р. Сандагоу; сборы Ю. П. Бидюка), определен следующий верхнекаменноугольный комплекс фузулинид:*Tuberitina* sp., *Fusulinella* ex gr. *pulchra* Raus. et Bel., *Triticites* sp., *Palaeotextularia* sp., *Textulariidae, Miliolidae.*

К самаркинской свите А. А. Асипов и В. Н. Силантьев относят толщу мощных кремней и алевролитов, развитую в бассейне р. Мерга, где Е. Д. Касьяном и В. К. Елисеевой в линзовидном (?) прослое известняков была собрана коллекция фораминифер, датирующая, по заключению М. И. Сосниной, низы среднего карбона: *Tuberitina* sp., *Ammodiscus* sp., *Endothyra* sp., *Eostaffella* sp., *Ozawainella* ex gr. *angulata* (Col.), Palaeotextularinae, *Spiroplectammina* sp., *Tetrataxis* sp.

Кроме того, в самаркинской свите известны линзы известняков, содержащих более древний комплекс фораминифер. Так, А. А. Асипов включает в состав свиты отложения, развитые на правобережье р. Фудзин выше с. Павловка, где в линзе известняков Л. А. Неволиным (1960) обнаружены: *Endothyra* cf. *crassa* Brady, *Bradyina* sp., *Eostaffella* sp., *Globivalvulina* sp., *Archaediscus* (?) cf. *pustulus* Grozd. et Leb., Palaeotextularinae. По мнению М. И. Сосниной, возраст известняков не древнее визейского и не моложе среднего карбона.

И. П. Макухина отнесла к самаркинской свите отложения, в которых в линзообразном прослое известняков на водоразделе рек Эрльдагоу и Левой Синанчи В. К. Елисеевой были собраны мелкие фораминиферы *Spiroplectammina* (?) sp., *Ammodiscus* sp., *Endothyra* sp. По мнению М. И. Сосниной, возраст известняков может быть определен в интервале от визейского века до низов среднего карбона. Таким образом, комплексы фораминифер, собранные из различных обычно разрозненных известняковых тел, указывают на наличие в разрезе самаркинской свиты всех трех отделов карбона. Тем не менее вопрос о возрасте описанной свиты остается дискуссионным. Так, И. И. Берсенев считает, что известняковые тела с нижнекаменноугольными и нижне-среднекаменноугольными фораминиферами представляют собой не линзы, а глыбы, и поэтому нижнюю границу самаркинской свиты следует условно проводить внутри среднего карбона.

В качестве верхней границы рассматриваемой свиты сугубо условно принята верхняя граница каменноугольной системы. Эта условность прежде всего вызвана исследованиями М. И. Сосниной, согласно которым некоторые линзы известняков самаркинской свиты содержат наряду с позднекаменноугольными и нижнепермские фораминиферы. По этой же причине представляется более правильным рассматривать

http://jurassic.ru/

вышележащую удековскую свиту не в составе верхнего карбона, как это было сделано Вторым Дальневосточным стратиграфическим совещанием, а в составе нижней перми.

Бикинская зона

В бассейне нижнего течения р. Бикин Ф. Р. Лихт в 1965 г. условно отнес к карбону две толщи. Нижняя мощностью 2000—2500 *м* сложена будинированными, сильно метаморфизованными алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, туффитами, туфами среднего и основного состава, диабазовыми и андезитовыми порфиритами, кремнистыми породами, маломощными линзами известняков. Верхняя толща мощностью около 2000 *м* представлена преимущественно кремнистыми породами, в подчиненном количестве кремнисто-глинистыми породами с отдельными маломощными прослоями окремненных алевролитов, туфогенных песчаников, туффитов и порфиритов. Общая мощность обеих толщ составляет 4000—4500 *м*.

На хребте Самурском Б. Я. Черныш (1965) выделил самурскую серию, содержащую в нижней части каменноугольные фораминиферы и расчленил ее на три толщи, из которых нижняя и средняя относятся к карбону, а верхняя — к нижней перми.

Нижняя толща сложена глинистыми сланцами, песчаниками, кремнистыми породами, диабазовыми порфиритами с линзами известняков. В одной из линз обнаружены нижне-, среднекаменноугольные фораминиферы (определения А. П. Никитиной): *Endothyra* cf. *inconstans* Grozd. et Leb., *Bradyina* cf. *cribrostomata* Raus. et Bel., *Eostaffella* cf. *proikensis* Raus., *Cribrostomum* sp., Textulariidae, *Tetrataxis* cf. *numerabilis* Reitl.

В составе средней толщи принимают участие кремнистые породы и измененные основные эффузивы, подчиненное значение имеют кремнисто-глинистые и глинистые сланцы.

Мощность каждой толщи 1400—2000 *м*. Общая мощность части самурской серии, относимой к карбону, — около 4000 *м*. Подошва самурской серии не выходит на дневную поверхность.

Б. Я. Черныш (1965) приходит к мысли о сходстве и одновременности самурской и улахинской серий.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Распространение каменноугольных отложений резко отличается от всех более древних пород. На Ханкайском массиве, в Алчанской, Даубихинской, Южно-Приморской и Западно-Приморской зонах каменноугольные отложения не известны. Значительную площадь они занимают в Главном антиклинории и Бикинской зоне, а в Прибрежной зоне слагают преимущественно изолированные массивы рифогенных известняков. Корреляция разрезов каменноугольных отложений приведена в табл. 5, а палеогеографическая обстановка и распространение формаций на рис. 47.

Стратиграфия каменноугольных отложений лучше всего изучена в Прибрежной зоне, где благодаря обильной фауне фораминифер М. И. Соснина и А. П. Никитина установили наличие всех ярусов карбона, кроме турнейского и намюрского. В этой зоне общая мощность каменноугольных известняков не превышает 1000 *м*. Внерифовая фация представлена кремнисто-терригенной формацией общей мощностью несколько более 1000 *м*. Подстилающие карбон отложения здесь не известны.

http://jurassic.ru/

Схема корреляции разрезов каменноуголь

Отдел	Ярус	Местная зона	Характерный комплекс фауны
Верхний	Оренбургский		
	Гжельский	Triticites	*Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. schwagerinoides* (Deprat), *F.* aff. *usvae* Dutk., *Triticites samarkaensis* Sosn., *Tr. schwageriniformis* Ros., *Tr. montiparus* (Moell.), *Tr. ussuricus* A. M.—Maclay, *Tr. stuckenbergi* Raus., *Tr.* aff. *sinensis* Schellw., *Tr.* cf. *pervulus* Chen, *Tr.* cf. *simplex* Schellw., *Tr. irregularis* Raus., *Pseudofusulina* sp.
		Protriticites, Obsoletes	*Protriticites* sp., *Obsoletes* sp.
Средний	Московский	Fusulina ex gr. quasicylindrica, Fusulinella pseudobocki	*Schubertella lata* Lee et Chen, *Sch. magna* Lee et Chen, *Fusiella exultata* Sosn., *Fusulinella bocki* Moell., *F. pseudobocki* Lee et Chen, *Fusulina* ex gr. *quasicylindrica* Fisch.
		Pseudostaffella confusa, Profusulinella rhomboides	*Profusulinella ovata* Raus., *P. librovitchi* Dutk., *P. rhomboides* Lee et Chen, *P. parva* Lee et Chen, *P. parva* var. *convoluta* Lee et Chen, *Fusulinella eopulchra* Raus., *F.* cf. *pseudobocki* Lee et Chen.
	Башкирский		
		Ozaiwanella aurora, Pseudostaffella ex gr. antiqua	*Tetrataxis* cf. *memerabilis* Reitl., *Eostaffella* aff. *paraprotvae* Raus., *E.* ex gr. *mosquensis* Viss., *E.* cf. *proikensis* Raus., *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb., *O.* aff. *pseudorhomboides* Raus., *Pseudostaffella* cf. *antiqua* (Dutk.)
Нижний	Намюрский		*Plectogyra brady* var. *brady* Mikh., *Mediocris* cf. *mediocris* (Viss.), *Eostaffella* aff. *paraprotvae* Raus., *E. prisca* Raus., *Pseudoendothyra struvei* (Moell.)
	Визейский	Eostaffella, Milerella, Endothyra ex gr. globulus	*Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Asteroarchaediscus pustulus* (Grozd. et Leb.), *A. baschkiricus* (Krest. et Theodor.), *A. rugosus* (Raus.), *Howchinia* sp., *Plectogyra* ex gr. *pauciseptata* (Raus.), *Endothiranopsis* ex gr. *crassus* (Brady), *Mediocris pressula* (Gan.), *M. mediocris* (Viss.), *Eostaffella ikensis* Viss., *E.* cf. *proikensis* Raus., *Gigantoproductus giganteus* (Sowerby)
	Турнейский		

Подстилающие образования

http://jurassic.ru/

Таблица 5

ных отложений Приморского края

Главный антиклинорий	Прибрежная зона			Бикинская зона
	Восточно-Кавалеровский район	Гора Зарод	Бассейн р. Аввакумовки	
	Известняки, песчаники, алевролиты, кремнистые породы, спилиты. В известняках микрофауна 300 *м*	Известняки с микрофауной 20—40 *м*	?	
		?		
Самаркинская свита Глинистые сланцы, алевролиты, полимиктовые и туфогенные песчаники, кремнистые породы, спилиты, порфириты, их туфы, линзы и глыбы известняков. В известняках микрофауна среднего и верхнего карбона 2000—2500 *м*	Известняки с микрофауной 50—70 *м*	Известняки с микрофауной 100—150 *м*	Кремнистые породы, кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые брекчии и известняки с микрофауной 700—800 *м*	**Самурская серия** Нижняя и средняя части — кремнистые породы, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, порфириты, песчаники, филлитовидные сланцы и линзы известняков с микрофауной нижнего-среднего карбона в нижней части разреза До 4000 *м*
	?	Известняки с микрофауной 200—300 *м*		
		?	Алевролиты, глинистые сланцы, кремнистые породы, известняки с микрофауной 320 *м*	
Маляновская свита Алевролиты, кремнистые породы, порфириты и их туфы, маломощные прослои песчаников и глинистых сланцев 900—1100 *м*		Известняки с микрофауной 300—500 *м*		?
		?	?	
S—D (?)	?	?	?	?

http://jurassic.ru/

В зоне Главного антиклинория стратиграфия каменноугольных отложений изучена слабо вследствие сложной тектоники и редкости нахождения в них фауны, представленной обычно фораминиферами. Последние содержатся в относительно небольших по размеру телах известняков. Но даже и редкая фауна не вносит ясности в вопрос о возрасте, так как в одном и том же горизонте, а иногда в одном и том же обнажении встречаются разновозрастные формы. Это обстоятельство все чаще наводит исследователей на мысль о глыбовом происхождении значительной части известняков. В этой зоне каменноугольные отложения подстилаются предположительно среднепалеозойскими толщами, соотношение с которыми вследствие тектонических контактов не установлено. Общая мощность карбона, представленного главным образом терригенно-кремнистой формацией, здесь оценивается в 3500 *м*.

В Бикинской зоне каменноугольные отложения имеют аналогичный состав и мощность, но подстилающие породы здесь не известны. Наличие каменноугольных отложений не исключается в западной части Западно-Приморской зоны. Здесь в краевской толще, условно относимой к среднему палеозою, обнаружены криноидеи, сходные с криноидеями из верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. В этом районе вероятен непрерывный разрез от среднего палеозоя до нижней перми включительно.

Многочисленные фораминиферы в каменноугольных известняках указывают на их накопление в морском бассейне, имеющем связь с рядом областей Азии, Австралии и других частей земного шара.

Каменноугольный морской бассейн в Приморье, по-видимому, унаследовал бассейн, сформировавшийся в среднем или позднем девоне. В целом девонский и каменноугольный периоды характеризуются регрессией моря и становлением Ханкайской, Даубихинской, Алчанской и Южно-Приморской зон срединного массива.

Во всех районах своего распространения каменноугольные отложения согласно и с постепенным переходом перекрываются нижнепермскими, что доказывается наличием маломощных пачек известняков, содержащих раннепермские и позднекаменноугольные фораминиферы. К каменноугольным отложениям приурочены месторождения строительных материалов, периодически разрабатываемых для дорожного строительства и местных нужд. С каменноугольными известняками в Прибрежной зоне связан ряд скарновых полей. Здесь же имеются небольшие месторождения и рудопроявления полиметаллов.

Второе Дальневосточное стратиграфическое совещание (Владивосток, 1965 г.), отмечая слабую изученность каменноугольных отложений Приморья, рекомендует: проводить комплексное изучение стратотипических и опорных разрезов; приступить к систематическому литолого-геохимическому изучению отложений; при литологических исследованиях особое внимание уделять изучению условий залегания известняковых тел, а также поискам и изучению палеонтологических остатков в отложениях, вмещающих известняковые тела.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Выходы пермских отложений широко распространены во всех структурно-фациальных зонах Приморья. Они представлены континентальными (осадочными и эффузивными), прибрежно-морскими и морскими образованиями.

В области палеозойской складчатости континентальные отложения слагают почти весь осадочный и осадочно-эффузивный комплекс нижнего отдела и низов верхней перми.

http://jurassic.ru/

В Сихотэ-Алинской области мезозойской складчатости им по возрасту отвечают морские геосинклинальные образования. Более молодые (позднепермские) отложения в обеих областях представлены главным образом однотипными морскими и прибрежно-морскими (обломочными, реже карбонатными) образованиями, среди них в области палеозойской складчатости местами сохраняются континентальные, преимущественно терригенные породы, континентальные эффузивные фации широко охватывают Западно-Приморскую зону.

Еще в конце прошлого века были собраны немногочисленные сведения об отложениях, относимых в настоящее время к перми. Так, Ф. Н. Чернышевым (1888) были описаны и определены как позднекаменноугольные брахиоподы, собранные В. П. Маргаритовым в известняках бухты Тавайза. Сопоставляя эту фауну с брахиоподами швагериновых слоев Урала и Тимана, считавшихся в то время верхнекаменноугольными, а также Соляного кряжа Индии, Ф. Н. Чернышев (1902) отмечал своеобразный облик южно-уссурийских брахиопод, обусловленный присутствием индийских форм.

Впервые указания о наличии пермских отложений в Приморье были сделаны Д. В. Ивановым (1898), описавшим в бассейне р. Сучан толщи с флорой.

В начале XX столетия пермские отложения изучались С. Ф. Малявкиным (1910), Д. И. Мушкетовым (1910) и П. В. Виттенбургом (1916а). Значительно позднее Г. Н. Фредерикс (1925) описал собранные ими брахиоподы, сопоставив их с фауной швагериновых слоев Урала. Им же было произведено монографическое описание брахиопод, собранных В. Д. Принадой на мысе Калузина. Этот комплекс Г. Н. Фредерикс сопоставил с артинской фауной Урала.

В 1922 г. М. К. Елиашевичем и А. Н. Криштофовичем был установлен пермский возраст флоры, собранной М. К. Елиашевичем из различных пунктов Южного Приморья. Позднее М. Д. Залесский (1929) описал пермские растения из бассейна р. Малая Сица.

В 1930 г. на п-ове Муравьева-Амурского проводил съемку В. Ф. Головачев, впервые отметивший в составе верхнепалеозойских образований наличие эффузивов и их туфов. Разработанная им стратиграфическая схема была существенно уточнена Б. М. Штемпелем в 1936 г.

В 1933—1940 и в 1952 гг. специальные палеонтолого-стратиграфические исследования пермских отложений Приморья проводил Д. Ф. Масленников (1948, 1949). В 1934 г. в нижней части бассейна р. Улахе он произвел расчленение перми, предприняв попытку увязать разрез с одновозрастными свитами Южного Приморья.

Исследования тридцатых годов связаны с именами Н. П. Батурина, З. В. Сидоренко, А. К. Матвеева, А. З. Лазарева, А. А. Леонтовича, М. Г. Золотова, Л. Б. Кривицкого. Обычно они относили к верхнему палеозою все мощные кремнисто-эффузивные и кремнисто-терригенные толщи, во многих из которых позднее были найдены мезозойские радиолярии.

В Среднем Сихотэ-Алине Н. А. Беляевским в 1948—1949 гг. к перми отнесена смольнинская свита. Пермский возраст свиты установлен на основании находок фауны и флоры, а также путем детального сопоставления с одновозрастными отложениями смежных районов. С 1949 г. стратиграфией верхнепалеозойских, в частности пермских, отложений занимались Н. А. Беляевский, Е. В. Быковская, Э. Н. Варфоломеева, Г. П. Вергунов, Ю. Я. Громов, А. В. Ильин, О. Т. Литенко, Г. Г. Марченко, В. П. Рыловникова, Б. М. Скорняков, Г. П. Толмачев, К. М. Худолей, О. К. Чедия и др. Стратиграфические схемы указанных исследователей сходны. Они отличаются лишь в деталях.

http://jurassic.ru/

В 1955—1956 гг. геологи Приморского геологического управления разработали новую схему стратиграфии пермских отложений (А. А. Асипов, В. А. Бажанов, Ю. П. Бидюк, А. И. Бурдэ, Н. И. Буянов, Е. Д. Касьян, Ф. Т. Кинев, И. П. Макухина, Л. А. Неволин, А. М. Нехорошев, Ф. А. Пискунов, Ю. Н. Размахнин, В. Н. Силантьев, В. О. Соловьев, Б. Я. Черныш и др.).

В Прибрежной антиклинальной зоне вопросами стратиграфии пермских отложений занимались А. Ф. Баранов, И. И. Берсенев, А. И. Бураго, А. И. Жамойда, А. Н. Калягин, А. Д. Колчина, С. А. Музылев, Г. Б. Нарбут, Л. А. Неволин, А. П. Никитина, Н. С. Подгорная, Е. П. Сапрыкин, В. И. Синяков, Р. И. Соколов, А. Т. Соловьев, И. Н. Томсон, И. В. Трефилова и др. В. К. Елисеева разработала в 1954 г. новую схему стратиграфии перми. В последующие годы она эту схему уточнила и дополнила (Елисеева, 1959, 1962).

Описанием пермских органических остатков занимается ряд специалистов. Брахиоподы изучали Б. К. Лихарев и Г. В. Котляр, И. П. Черныш, Б. В. Кочиркевич, фораминиферы — М. И. Соснина и А. П. Никитина, мшанки — Г. И. Баранова и А. В. Киселева, кораллы — В. А. Фомичев. Трилобиты описаны В. Н. Вебером. Растительные остатки изучены Г. П. Радченко и В. И. Бураго, В. Г. Зиминой.

Существуют резкие различия в фациальном облике, разрезах и мощностях пермских отложений Сихотэ-Алинской области мезозойской складчатости и области палеозойской складчатости.

В области развития палеозойской складчатости разрез перми обладает большим фациальным разнообразием при меньших мощностях и характеризуется более спокойным залеганием, нежели в Сихотэ-Алинской области. В Сихотэ-Алинской складчатой области разрез перми представлен типичными геосинклинальными образованиями кремнисто-эффузивно-терригенной формации, имеющими большие мощности. Фауна фораминифер в редких обычно небольших по размерам телах известняков не дает ясных представлений о возрасте: зачастую в одном известняковом теле встречаются нижнепермские и более древние виды — верхнекаменноугольные и даже среднекаменноугольные.

Нижняя граница пермской системы устанавливается по появлению комплекса фораминифер — *Schwagerina sphaerica* var. *gigas* Tsch., *Acervoschwagerina indolasa* Sosn. в известняках среди отложений Сихотэ-Алинской складчатой области. В остальных зонах образования, соответствующие самым низам перми, не установлены. Верхняя граница системы проводится по кровле слоев с *Colaniella parva* (Colani). Однако известняки в кровле и подошве пермской системы встречаются далеко не повсеместно, поэтому и возможности нахождения руководящих фораминифер, весьма ограничены. Этим прежде всего обусловлены трудности в установлении и изучении границ системы.

О положении границы между нижним и верхним отделами перми в области палеозойской складчатости нет единого мнения. Г. П. Радченко (Елисеева, Радченко, 1964), изучая пермские флоры Южного Приморья, пришел к заключению о наличии растительного комплекса конца ранней и самого начала поздней перми, который может быть сопоставлен с аналогичной флорой кузнецкой свиты Кузбасса. Иными словами, Г. П. Радченко и В. К. Елисеева границу между отделами проводят внутри слоев, заключающих этот растительный комплекс. Эта точка зрения отражена в решениях Второго Дальневосточного стратиграфического совещания (г. Владивосток, 1965 г.).

И. И. Берсенев, Б. И. Васильев и другие исследователи выражают сомнение в правильности безоговорочного сопоставления пермских флор Приморья с кузнецкими. По кузнецкому эталону указанные

http://jurassic.ru/

растительные остатки из отложений Южного Приморья определялись Г. П. Радченко как верхи нижней (кунгур) или низы верхней перми. Однако наличие среди континентальных толщ с этой флорой морских слоев с руководящей фауной артинского яруса на южном побережье п-ова Муравьева-Амурского свидетельствует о возможном более древнем возрасте данного растительного комплекса в Приморье, сравнительно с Кузнецким бассейном. На этом основании граница между нижней и верхней пермью в данной работе проведена иначе, чем это предложено Вторым Дальневосточным стратиграфическим совещанием, а именно по кровле так называемого поспеловского горизонта (см. табл. 7 и 8).

Граница между нижним и верхним отделами перми в Сихотэ-Алинской складчатой области проводится условно по появлению *Neoschwagerina*. В соответствии с решениями Второго Дальневосточного стратиграфического совещания (1965 г.) отделы пермской системы подразделены на подотделы.

Континентальные и морские толщи обычно развиты на разобщенных площадях. Это создает затруднения в корреляции разрезов, так как в одних случаях приходится опираться на фауну, в других — на флору. Расчленение морских отложений произведено по фораминиферам (М. И. Соснина и А. П. Никитина), а континентальных толщ — по флоре (исследования Г. П. Радченко). М. И. Соснина и А. П. Никитина выделяют следующие местные микрофаунистические зоны в составе перми.

Нижний отдел

1. Зона Schwagerina sphaerica var. gigas, Acervoschwagerina indolasa (нижний подотдел).
2. Зона Misellina claudiae и Cancellina primigena (верхний подотдел).

Верхний отдел

1. Зона Monodiexodina sutschanica (нижний подотдел, нижняя часть).
2. Зона Metadoliolina lepida (нижний подотдел, верхняя часть).
3. Зона Colaniella parva (верхний подотдел).

Имеющиеся данные позволяют выделить во всех структурно-фациальных зонах, за исключением Сихотэ-Алинской складчатой области и Бикинской зоны, следующие горизонты (снизу): в верхнем подотделе нижней перми — дунайский и поспеловский, в нижнем подотделе верхней перми — владивостокский и чандалазский и в верхнем подотделе верхней перми — людянзинский. В Сихотэ-Алинской области сопоставление отдельных частей разреза с названными горизонтами в одних случаях уверенное (например, слои с *Colaniella* sp. в Сандагоу-Окраинской подзоне), в других несколько условное.

Пермские отложения описаны по отделам вначале для структурно-фациальных зон области палеозойской складчатости, где освещены по стратиграфическим горизонтам, а затем для Сихотэ-Алинской области мезозойской складчатости без разделения на горизонты, поскольку последние в ней не выделяются.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Область палеозойской складчатости

Южно-Приморская и Даубихинская зоны, Западно-Приморская зона (Хасанская подзона), Ханкайский массив

В рассматриваемых зонах отложения нижнего подотдела нижней перми не известны. Во всех зонах, за исключением Ханкайского мас-

http://jurassic.ru/

сива, в основании разреза залегают отложения, объединенные в дунайский горизонт, занимающий нижнюю часть верхнего подотдела. Их перекрывают породы, отнесенные к поспеловскому горизонту.

Дунайский горизонт

Породы рассматриваемого горизонта представлены туфо-эффузивными образованиями, которые в Южном Приморье и в Даубихинской зоне известны под названием дунайской свиты, а в Хасанской подзоне выделены Б. И. Васильевым как толща зеленокаменноизмененных эффузивов.

Дунайская свита развита на п-ове Дунай (Южное Приморье) и в бассейне р. Уссури (Даубихинская зона). Свита выделена Н. А. Беляевским и В. Д. Принадой на п-ове Дунай в 1948 г. и без должных оснований отнесена к верхней перми.

В 1955—1956 гг. Б. И. Васильев описал рассматриваемые отложения на п-ове Дунай под названием туфо-эффузивной толщи, в состав которой были также включены и метаморфизованные породы центральной части полуострова (путятинская свита), имеющие значительно более древний возраст. Этот же автор установил залегание туфо-эффузивной толщи под терригенной, что доказывалось как ее структурным положением, так и наличием в конгломератах последней валунов и глыб порфиритов, кварцевых порфиров и других пород, слагающих дунайскую свиту. Поскольку Б. И. Васильев органические остатки не нашел, он условно отнес толщу к верхней перми по сходству с верхнепермской туфо-эффузивной толщей о. Русского (барабашская свита), а перекрывающие ее терригенные отложения рассматривал в качестве аналога верхнепермской сицинской свиты.

В последующие годы в терригенной толще, перекрывающей дунайскую свиту, было собрано и определено большое количество ископаемой флоры и фауны (см. ниже при описании абрекской свиты), которые устанавливают ее возраст как кунгурский. Сходный комплекс флоры определен и из верхов дунайской свиты.

В. К. Елисеева и Г. П. Радченко (1964) расчленили дунайскую свиту на две свиты, предложив за нижней сохранить название дунайской, а верхнюю именовать конюшковской. При этом в состав последней помимо верхней части прежней дунайской свиты они включили низы вышележащей абрекской свиты. Это предложение не было принято Вторым Дальневосточным стратиграфическим совещанием (г. Владивосток, 1965 г.). Нижняя граница дунайской свиты не известна.

Дунайская свита представлена эффузивами среднего и кислого состава, излившимися в субаэральных и прибрежно-морских условиях и совопрождавшимися большим количеством грубообломочных пирокластических образований, причем количество и размер обломочного материала возрастают вверх по разрезу.

На п-ове Дунай, по Б. И. Васильеву (1956 г.), в нижней части свиты залегают афировые и плагиоклазовые порфириты, кварцевые порфиры и кварцевые порфириты, очень сходные между собой. Окраска пород пятнистая, чаще зеленовато-серая и грязно-зеленая, реже фиолетовая, причем фиолетовые разности среди зеленых слагают, как правило, участки неправильной формы и связаны с ними постепенными переходами. В отдельных прослоях эффузивов присутствует пирокластический и обломочный материал, представленный мелкими (2—3 *см*) угловатыми или оплавленными обломками серых афировых порфиритов и черных кремнистых сланцев.

http://jurassic.ru/

Порфириты состоят из микролитовой основной массы, сильно хлоритизированной и серицитизированной, среди которой иногда присутствуют мелкие (1—3 *мм*) вкрапленники андезина, реже мелкие округлые корродированные зерна кварца.

В кварцевых порфирах в микрофельзитовой основной массе содержится от 3 до 30% корродированных вкрапленников кварца размером от 0,5 до 1,5 *мм* и более крупных таблитчатых кристаллов олигоклаз-андезина. Основная масса и вкрапленники сильно серицитизированы. Мощность этой части разреза 250 *м*.

Верхняя часть свиты мощностью около 500 *м* сложена зеленовато-серыми, грязно-зелеными и фиолетовыми лавобрекчиями порфиритов и кварцевых порфиритов, перемежающимися с пластами плагиоклазовых и афировых порфиритов, кварцевых порфиритов и лавобрекчий, а в верхах пачки появляются прослои и линзы грубозернистых туфов, туфоконгломератов, песчанистых алевролитов и кремнистых аргиллитов. Лавобрекчии состоят из оплавленных или угловатых обломков эффузивов размером от 0,1 до 1,5 *м*, сцементированных лавой того же состава. Количество обломков изменяется от 20 до 70% общего объема породы. Туфоконгломераты, имеющие в верхней части пачки такое же развитие, как и лавобрекчии, перемежаются с последними. Они состоят из гальки и валунов, бледно-розовых гранит-аплитов, черных аргиллитов, различных порфиритов, кварцевых порфиров, их туфолав и лавобрекчий, жильного кварца и аплита. Размер валунов достигает 0,3—0,5 *м*, обычно 0,1—0,2 *м*. Поверхность их часто обожжена. Окатанность материала различная: наряду с хорошо окатанными круглыми валунами встречаются почти неокатанные, угловатые глыбы, чаще всего порфиритового состава. Количество обломков изменяется от 30 до 70% от общего объема породы. Цементом обычно служит крупнопсаммитовый литокристаллокластический туф среднего или кислого состава. Туфы и туфогравелиты, приуроченные к верхам пачки, представлены зеленовато-серыми грубо- и крупнопсаммитовыми литокристаллокластическими разностями, залегающими обычно в виде линз мощностью от 0,1—0,3 до 3—5 *м* и длиной до 10—15 *м*.

Общая мощность свиты 750 *м*.

В нижней части свиты, в приустьевой части долины р. Дунай, В. К. Елисеевой найдены: *Angaropteridium buconicum* Tschirk., *Noeggerathiopsis* cf. *intermedia* Radcz. Первая форма, по Г. П. Радченко, характерна для верхнего карбона Кузбасса, вторая имеет более широкое вертикальное распространение, поднимаясь до середины нижней перми (артинский ярус).

Из сборов Б. И. Васильева на побережье бухты Разбойник Г. П. Радченко определены: *Annularia* (?) sp., *Sphenopteris asiatica* Zal., *S. imitans* Neub., *Gardioneura* cf. *topkiensis* Zal., *Zamiopteris schmalhausenii* Schved., *Z. borealis* Schved., *Evenkiella orientalis* Radcz., *Taibia tyrganensis* Zal., *Samaropsis abaeana* Tschirk. Слои, охарактеризованные этими видами, синхронны промежуточной подсвите верхнебалахонской свиты Кузбасса (артинский ярус).

Из верхней части свиты Б. И. Васильевым и В. К. Елисеевой собраны *Noeggerathiopsis deržavinii* Neub., *N. kryshtofovichii* Radcz. и др.

Вдоль Даубихинской зоны по границе с Ханкайским массивом в северо-восточном направлении (от верховьев р. Даубихе) протягивается пояс основных и кислых эффузивов. Н. А. Беляевский и др. (1955) значительную часть этих образований отнесли к верхнему мелу, сопоставив с ольгинской серией, а ту часть, которая образовывала самостоятельные выходы среди пермских отложений и резко отлича-

http://jurassic.ru/

лась от них по составу, отнесли к перми. По такому же пути пошел Л. А. Неволин (1963 г.; бассейн р. Ваку), подтвердив вслед за Н. А. Беляевским находками растительных остатков пермский возраст эффузивов в хребте Малиновском. Иной точки зрения придерживались О. К. Чедия и М. Г. Хисамутдинов (1960 г.), относившие все эффузивы бассейна р. Ваку к верхней перми.

В Синегорской подзоне, по-видимому, к дунайскому горизонту относится лунзенская свита, выделенная Ю. Н. Олейником и др. в 1957 г. в верховьях р. Лунза, левого притока р. Черниговка (система р. Лефу). В последние годы из вулканогенных пород собрали пермскую флору (В. А. Бажанов, Ю. Б. Евланов, Ю. И. Максименко, Б. С. Набродов, И. К. Пущин, О. Г. Старов).

Более точные данные о возрасте эффузивов появились в 1964 г., когда у с. Бельцово И. К. Пущин собрал флору, в которой были обнаружены некоторые виды, руководящие для дунайского горизонта. Это обстоятельство, а также сходство литологического состава эффузивов Даубихинской зоны и дунайской свиты Южного Приморья позволили большинству приморских геологов отнести рассматриваемые эффузивы (или по крайней мере их подавляющую часть) к дунайскому горизонту и назвать одноименной свитой. Именно такая точка зрения отражена в настоящем издании. Однако следует иметь в виду, что среди эффузивных образований, относимых к нижней перми, очевидно, имеются и более молодые вулканические породы. Об этом свидетельствуют следующие факты.

1. Наличие среди эффузивов фаунистически охарактеризованных верхнепермских вулканических образований, установленных Ю. В. Барвинком и А. И. Бураго в бассейне нижнего течения р. Даубихе (Бураго, Соловьев, 1965).

2. Присутствие среди позднепалеозойских эффузивов, имеющих абсолютный возраст 200—280 млн. лет (табл. 6), вулканических пород с абсолютным возрастом 83—125 млн. лет, т. е. соответствующих мелу.

Таблица 6

Абсолютный возраст пермских эффузивов

Номер пробы	Название породы	Место отбора пробы	K, %	$K^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	Ar^{40}/K^{40}	Возраст в млн. лет	Автор
40	Кварцевый порфир	Бассейн р. Лефу	3,83	46,73	0,663	0,0142	239	А. Ф. Крамчанин
41	Кварцевый порфир	Там же	3,50	42,70	0,717	0,0168	280	»
133	Фельзит	»	4,94	60,27	1,01	0,0168	280	»
285	Кварцевый порфир	Бассейн р. Хуанихеза	4,24	51,73	0,574	0,0111	190	Ю. И. Максименко
1169	Фельзит	Там же	4,19	51,12	0,484	0,0095	163	»
1580	Порфирит андезитовый	Бассейн р. Шетухе	1,79	21,84	0,273	0,0125	212	»
238	Дацит	Водораздел Синтухе—Бейча	2,42	29,52	0,400	0,0136	230	П. В. Маркевич
1479-м	Фельзит	Бассейн р. Ваку	2,42	29,52	0,36	0,0122	207	Б. С. Набродов

Вот результаты некоторых определений, произведенных в лаборатории абсолютного возраста Приморского геологического управления без поправок на воздушный аргон (А. А. Грачева, 1966 г.).

http://jurassic.ru/

Обр. 358 — кварцевый порфир с левобережья ключа Калиныча (система р. Тудо-Ваку, В. А. Бажанов, 1965 г.) — 125 млн. лет.

Обр. 566 — фельзит-порфир с левобережья р. Мангоушка (В. А. Бажанов, 1965 г.) — 88 и 91 млн. лет.

Обр. 639 — кварцевый порфир с левобережья р. Белой (Ю. И. Максименко, 1964 г.) — 96 млн. лет.

Обр. 640 — фельзит с водораздела Белая — Хуанихеза (Ю. И. Максименко, 1964 г.) — 83 млн. лет.

Обр. 685 — кварцевый порфир с правобережья ключа Зеленого (бассейн р. Ваку, Б. С. Набродов, 1965 г.) — 119 млн. лет. Исследованные породы не изменены вторичными процессами.

3. Наличие санидина в некоторых разностях эффузивов (р. Ваку, окрестности с. Лобановка, Л. А. Неволин, 1963 г.).

Оказались забытыми и некоторые факты, освещенные Н. А. Беляевским (Беляевский и др., 1955). Он, например, сообщал о наблюдениях А. И. Жамойды, собравшего, вероятно, меловую (по определениям М. О. Борсук и А. Н. Криштофовича) флору в туфах кислых эффузивов у ст. Лимичевка севернее г. Уссурийска. Им же найдены семенные чешуйки хвойных среди туфов кислых эффузивов в верховьях р. Лихачевка, напоминающих, по определению А. Н. Криштофовича, чешуйки хвойных из палеогеновых толщ Аляски.

Таким образом, следует подчеркнуть, что отнесение подавляющей части эффузивов Даубихинской зоны к дунайскому горизонту произведено вследствие недостаточной изученности стратиграфии рассматриваемых образований.

В Даубихинской зоне, по И. К. Пущину (1964 г.), дунайская свита подразделяется на две подсвиты. В нижней преобладают эффузивы среднего состава, в верхней — кислого. Обе подсвиты имеют пестрый, не выдержанный по простиранию состав.

Разрез нижней подсвиты составлен И. К. Пущиным по левобережью р. Уссури, севернее с. Бельцово. Местами разрез осложнен разрывными нарушениями. Нижняя часть подсвиты здесь интрудирована гранитами, а сохранившаяся часть разреза имеет следующее строение:

1. Туфы порфиритов псаммитовые, местами псефитовые, витрокристаллокластические. В составе преобладают обломки стекла, сильно девитрифицированного; обычны обломки кристаллов среднего и основного плагиоклаза. Несколько прослоев мощностью 0,5—5 *м* туфогенных песчаников и алевролитов с редким растительным детритом. Видимая мощность . . . 140 *м*

2. Алевролиты зеленовато-серые, туфогенные, иногда тонкослоистые 50 „

3. Туфы порфиритов, аналогичных описанным в слое 1, с прослоями песчанистых туффитов, туфогенных алевролитов и песчаников мощностью 0,5—10 *м* . . . . . 170 „

4. Алевролиты темно-серые, туфогенные, с частыми обломками в 0,5—3 *см* светло-серых фельзитов . . . . . 15 „

5. Порфириты грязно-зеленые и зеленовато-серые, афировые или с редкими мелкими вкрапленниками среднего плагиоклаза. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и девитрифицированного стекла, структура гиалопилитовая, иногда флюидальная. В порфиритах редкие прослои мощностью до 10 *м* зеленовато-бурых псаммитовых туфов порфиритов и туфогенных среднезернистых песчаников. Видимая мощность . . . . . около 200 „

6. Порфириты зеленовато-серые, с вкрапленниками соссюритизированного лабрадора и гиалопилитовой структурой основной массы . . . . . 600 „

7. Туфы порфиритов псефитовые, литокристаллокластические, рассланцованные . . . . . 25 „

8. Порфириты, как в слое 5 . . . . . 10 „

9. Порфириты зеленовато-серые и темно-серые, афировые; в верхней части покрова наблюдаются редкие мелкие вкрапленники андезина. Структура основной массы войлочная, иногда флюидальная. В нижней части покрова — полосчатые туфолавы порфиритов мощностью 50—60 *м*. Туфовые частицы образуют быстро выклинивающиеся прослои и линзочки, иногда изогнутые согласно полосчатости. В верхней части силл светло-серых фельзитов мощностью около 100 *м* . . . . . 150 „

http://jurassic.ru/

10. Порфириты, аналогичные слою 5 . . . . . 60 *м*
11. Туфы, аналогичные слою 1 . . . . . 50 „
12. Порфириты, аналогичные слою «5». Видимая мощность . . . . 170 „
13. Алевролиты зеленовато-серые, туфогенные, с мелкими линзочками мелкозернистых песчаников. Видимая мощность . . . . . 20 „
14. Песчаники серо-зеленые, мелкозернистые, туфогенные, с прослоями (1—10 *м*) зеленовато-серых туфогенных алевролитов и туфов порфиритов . . 125 „
15. Туфы порфиритов псаммитовые, реже псефитовые, литокристаллокластические, с прослоями (3—10 *м*) песчаников, аналогичных слою 14 . . . 150 *м*
16. Алевролиты темно-серые, туфогенные, рассланцованные . . . . 40 „
17. Туфы порфиритов псаммитовые, иногда псефитовые, зеленовато-бурые, с прослоями (5—10 *м*) песчанистых туффитов . . . . . 100 „
18. Кремнистые породы светло-серые, почти полностью состоящие из мелких (0,01—0,1 *мм*) зерен кварца . . . . . 40 „
19. Туфы, аналогичные слою 17 . . . . . 150 „
20. Туфобрекчии, состоящие из обломков порфиритов (1—5 *см*), сцементированных туфогенно-глинистым материалом. Видимая мощность . . 30 „
Перерыв 300 *м* (долина р. Инциновская).
21. Порфириты, бурые, афировые, иногда слабополосчатые за счет примеси туфогенного материала, с редкими небольшими линзами мраморизованных известняков. Видимая мощность . . . . . 100 „
22. Туфы порфиритов псефитовые, реже псаммитовые, с прослоями (1—5 *м*) туфогенных песчаников . . . . . 180 „
23. Порфириты, аналогичные слою 5. Видимая мощность . . . . 150 „
24. Пачка переслаивающихся алевролитов зеленовато-серых массивных и темно-серых тонкослоистых, с растительным детритом. Несколько прослоев (2—6 *м*) туфов порфиритов псаммитовых. Флора: *Noeggerathiopsis latifolia* Neub., *Paracalamites* sp. (определения Г. П. Радченко). Видимая мощность 150 „
25. Туфы порфиритов, аналогичные слою 17 . . . . . 40 „
26. Туфобрекчии порфиритов, аналогичные слою 20 . . . . . 10 „
27. Порфириты зеленовато-бурые, с редкими мелкими вкрапленниками андезин-лабрадора, иногда с миндалинами, выполненными цоизит-хлоритовыми агрегатами. Структура основной массы гиалопилитовая, войлочная, часто пилотакситовая. Прослои (20—10 *м*) лавобрекчий этих же порфиритов и их туфов. В верхней части пачки содержатся прослои темно-серых аргиллитов и зеленовато-серых туфогенных алевролитов. В средней части пачки наблюдается зона интенсивной передробленности пород. Видимая мощность 220 „
28. Алевролиты грязно-зеленые, туфогенные, с мелкими линзочками мелкозернистых песчаников . . . . . 30 „
29. Туфы порфиритов зеленовато-бурые, с примесью терригенного песчанистого и глинистого материала с несколькими прослоями (1—3 *м*) туфогенных алевролитов и мелкозернистых песчаников . . . . . 70 „

Вышележащие слои, начинающиеся с покрова фельзитов, относятся И. К. Пущиным уже к верхней подсвите дунайской свиты. Суммарная мощность приведенного разреза 2500—2700 *м*.

В северо-восточной части площади, на восточных склонах хребта Синего, нижняя подсвита залегает в тектонических блоках среди пород верхней подсвиты и представлена, по данным В. А. Бажанова, миндалекаменными порфиритами с прослоями туфогенных песчаников, алевролитов и туфов порфиритов. Видимая мощность подсвиты 350—400 *м*.

Верхняя подсвита согласно перекрывает нижнюю в районе с. Бельцово, трансгрессивно ложится на протерозойские отложения в районе горы Рябой и там же согласно перекрывается поспеловской свитой (Бажанов, 1962 г.).

Наиболее полный разрез верхней подсвиты составлен И. К. Пущиным на левобережье р. Уссури, севернее с. Бельцово. Здесь на туфах нижней подсвиты согласно залегают:

1. Фельзиты светло-серые и белые афировые, слабофлюидальные; в микрофельзитовой основной массе иногда встречаются обломки кристаллов кварца и кислого плагиоклаза . . . . . 15 *м*
2. Туфобрекчии фельзитов. Размеры обломков 0,5—10 *см*, цементирующая масса туфогенно-глинистая, местами углистая . . . . . 10 „
3. Туфы фельзитов псаммитовые, литокластические, с редкими обломками темно-серых аргиллитов . . . . . 5 „

http://jurassic.ru/

4. Алевролиты серые и зеленовато-серые, туфогенные, массивные, иногда тонкослоистые, с мелкими линзочками песчанистого материала, рассланцованные. Видимая мощность . . . . . 30 *м*

5. Туфобрекчии, аналогичные описанным в слое 2. Видимая мощность 15 „

6. Алевролиты зеленовато-серые, туфогенные, с тонкими прослоями и линзочками пелитовых туфов . . . . . 15 „

7. Туфобрекчии, аналогичные слою 2 . . . . . 40 „

8. Туфы кварцевых порфиров светло-бурые, пелитовые литокристаллокластические, с тонкими прослоями псаммитовых туфов . . . . . 25 „

9. Фельзитовые порфиры светло-серые, с мелкими вкрапленниками кислого плагиоклаза и микрофельзитовой, местами перлитовой структурой основной массы . . . . . 560 „

10. Туфы кварцевых порфиров серые, с примесью углисто-глинистого материала, рассланцованные . . . . . 50 „

11. Кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры и их лавобрекчии серые и желтовато-серые, часто флюидальные, с резорбированными вкрапленниками кварца и кислого плагиоклаза; структура основной массы микрофельзитовая, иногда микрографическая и псевдосферолитовая. В порфирах несколько прослоев туфов (3—5 *м*), аналогичных описанным в слое 8 . . 220 *м*

12. Пачка часто переслаивающихся туфов, аналогичных описанным в слое 8, и туфобрекчий, описанных в слое 2. Видимая мощность . . . . . 50 „

13. Фельзиты светло-серые, в выветрелом состоянии желтовато-бурые, аналогичны слою 1. Видимая мощность . . . . . 100 „

14. Туфы кварцевых порфиров светло-бурые, литокристаллокластические, преимущественно псаммитовые, с прослоями пелитовых туфов и туфобрекчий, аналогичных слою 2. Несколько прослоев (3—5 *м*) зеленовато-серых туфогенных алевролитов . . . . . 210 „

15. Фельзиты светло-серые, иногда зеленые, тонкофлюидальные, редко массивные, афировые, с микрофельзитовой или перлитовой структурой основной массы . . . . . 200 „

16. Туфобрекчии, аналогичные слою 2 . . . . . 10 „

17. Пачка переслаивающихся (0,5—10 *см*) пепельно-серых псаммитовых и пелитовых туфов, зеленовато-серых туфогенных алевролитов, темно-серых аргиллитов и углистых сланцев. Флора: *Neuropteris* sp., *Angaropteridium* aff. *buconicum* Tschirk., *Noeggerathiopsis* cf. *latifolia* Neub., *Crassinervia tunguskana* Schwed., *C. prokopiviensis* (Chachl.) Radcz., *Evenkiella* cf. *zamiopteroides* Radcz. (определения В. И. Бураго) . . . . . 30 „

18. Фельзиты зеленовато-серые, флюидальные, афировые, с перлитовой структурой основной массы. Видимая мощность . . . . . 10 „

Разрывное нарушение

19. Агломератовые туфы кварцевых порфиров с вулканическими бомбами до 2,5 *м* в поперечнике, с прослоями псаммитовых туфов мощностью 5—15 *м*; в верхней части слоя прослой темно-серых туфогенных алевролитов (0,5 *м*) с обильным растительным детритом. Видимая мощность . . . . 200 „

20. Фельзитовые порфиры, аналогичные слою 9. Видимая мощность . . 100 „

Суммарная мощность приведенного разреза 1350—1450 *м*.

В 7—10 *км* к югу от приведенного разреза количество кислых эффузивов и их туфов увеличивается, возрастает также величина обломков в туфах. Севернее р. Шетуха мощность прослоев песчаников и алевролитов становится большей, чаще отмечаются маломощные прослойки углистых сланцев. На левобережье р. Инциновская в нижней части подсвиты наблюдался слой туфоконгломератов, состоящий из изометричных, хорошо окатанных галек эффузивных и кремнистых пород, сцементированных туфогенным мелкозернистым песчаником. Видимая мощность слоя 80—100 *м*. Еще севернее, в районе горы Рябой, в составе свиты вновь увеличивается количество покровов фельзитов, кварцевых порфиров и их туфов, а количество терригенных пород уменьшается. Мощность верхней подсвиты дунайской свиты в районе горы Рябой 1300—1400 *м* (В. А. Бажанов, 1962 г.). Общая мощность дунайской свиты в Даубихинской зоне около 4000 *м*.

В Хасанской подзоне к дунайскому горизонту условно отнесена толща эффузивов. Основание толщи обнажено в 0,7 *км* юго-восточнее мыса Мраморного (бухта Экспедиции), где на кремнистых аргиллитах среднепалеозойского (?) возраста несогласно залегают зеленовато-серые плагиоклазовые порфириты, содержащие до 30% мелких (0,5—

http://jurassic.ru/

1 *мм*) вкрапленников полупрозрачного плагиоклаза в сильно амфиболизированной основной массе. В порфиритах встречаются многочисленные угловатые ксенолиты подстилающих аргиллитов. Выше залегают темно-зеленые афировые, плагиоклазовые и диабазовые порфириты, сильно хлоритизированные и рассланцованные. Плагиоклаз во вкрапленниках обычно замещен кальцитом и альбитом, цветные минералы — хлоритом. Эффузивы чередуются с горизонтами лавобрекчий, состоящих из оплавленных обломков темно-зеленых порфиритов, сцементированных таким же лавовым цементом. Мощность прослоев лавобрекчий до 3—5 *м*. В составе толщи они имеют резко подчиненное значение. Мощность толщи в районе мыса Мраморного около 500 *м*.

Более полный разрез толщи наблюдается в левом борту долины р. Нижняя Янчихе, на участке от д. Угловой до с. Нижняя Янчихе.

1. Порфириты зеленовато-серые, плагиоклазовые, рассланцованные, с прослоями (0,2—1,5 *м*) серых и серо-зеленых алевролитовых кремнистых туфов. Видимая мощность . . . . . 120 *м*
2. Туфы псаммитовые и алевритовые, кремнистые, зеленовато-серые, кристаллокластические, с хлоритизированным пепловым цементом, содержащие прослои и силлы зеленых афировых порфиритов . . . . . 300 „
3. Туфы зеленовато-серые, псаммитовые и алевролитовые, сланцеватые 20 „
4. Порфириты афировые, серо-зеленые, массивные, переслаивающиеся с алевритовыми туфами . . . . . 175 „
5. Порфириты серо-зеленые, афировые и плагиоклазовые, с сильно амфиболизированной основной массой, с линзами и прослоями мелкопсаммитовых кристаллокластических туфов мощностью от 0,3 до 1,5 *м* . . . . 70 „
6. Туфы псаммитовые и алевритовые, с прослоями (до 1,0 *м*) зеленых афировых порфиритов . . . . . 115 *м*
7. Туфы серые, кремнистые, с пластовыми телами зеленых порфиритов мощностью от 0,2 до 1,5 *м* . . . . . 65 „
8. Порфириты серо-зеленые, роговообманковые, с вкрапленниками роговой обманки размером до 0,5 *см* и сильно хлоритизированной основной массой . . . . . 25 „
9. Порфириты темно-зеленые, диабазовые, с многочисленными крупными вкрапленниками роговой обманки и сильно амфиболизированной основной массой . . . . . 145 „
10. Туфы серо-зеленые, алевролитовые, среднего состава . . . . . 40 „
11. Порфириты серые, плагиоклазовые . . . . . 10 „
12. Туфы порфирита зеленовато-серые, алевритовые . . . . . 3 „
13. Порфириты афировые, серо-зеленые, сильно амфиболизированные . 4 „
14. Туфы серо-зеленые полосчатые, кремнистые, алевритовые . . . 7 „
15. Туфы порфиритов темно-зеленые и зеленовато-серые псаммитовые и алевритовые, кристаллокластические, рассланцованные, с маломощными (0,3—0,5 *м*) прослоями серых кремнистых алевролитов и горизонтами зеленых афировых порфиритов мощностью до 3,5 *м* . . . . . 105 „
16. Порфириты темно-зеленые, роговообманковые, с прожилками кварца и таблитчатыми зернами ильменита. Видимая мощность . . . . . 5 „

Суммарная мощность разреза около 1200 *м*. Полная мощность толщи около 2000 *м*.

Все породы приведенного разреза сильно изменены — рассланцованы и окварцованы вплоть до превращения на отдельных участках в кристаллические сланцы (кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые и др.) и роговики. Примерно такой же состав имеет рассматриваемая толща и на остальных участках Хасанской зоны.

Возраст толщи условно определяется согласным залеганием на ней поспеловского горизонта, содержащего нижнепермскую фауну.

Поспеловский горизонт

Описываемый горизонт включает в себя поспеловскую и абрекскую свиты Южного Приморья, решетниковскую свиту Гродековской подзоны, толщу глинистых и углисто-глинистых сланцев Хасанской подзоны, веснянскую свиту и толщу эффузивов Даубихинской зоны. Это терригенные отложения мощностью до 2000 *м*, представленные

http://jurassic.ru/

континентальными, прибрежно-морскими и лагунными фациями, переходящими в фации умеренно глубокого моря. На подстилающем дунайском горизонте поспеловский горизонт залегает либо с постепенным переходом, либо с местным размывом. Горизонт охарактеризован многочисленными остатками растений и животных.

Флора из поспеловского горизонта собрана в 16 участках, и сводный ее список насчитывает 95 форм. Г. П. Радченко (Елисеева и Радченко, 1964) считает возможным выделить два разновозрастных растительных комплекса.

Первый комплекс представлен следующими видами: *Annularia usjatensis* Radcz., *Prynadaeopteris maneichensis* f. *serotina* Radcz., *Pecopteris comptula* Zal., *Sphenopteris zalesskyi* Radcz., *Noeggerathiopsis deržavinii* f. *angustata* Radcz., *Calyccarpus crassus* Taras.

По мнению Г. П. Радченко, этот комплекс соответствует флоре верхней части верхнебалахонской свиты Кузнецкого бассейна (кунгурский ярус). Второй комплекс, содержащий *Koretrophyllites neocalamitoides* Radcz., *Gamophyllites* cf. *iljinskiensis* Radcz., *Noeggerathiopsis oblongata* Radcz., по Г. П. Радченко, аналогичен флоре кузнецкой свиты Кузбасса, лежащей в основании верхнепермского разреза.

К сожалению, в чистом виде эти комплексы почти ни в одном обнажении не встречаются. В подавляющем большинстве пунктов совместно находятся представители разновозрастных (по Г. П. Радченко) растительных сообществ.

Остатки животных представлены брахиоподами и пелециподами. Из брахиопод встречаются: *Lingula arctica* Milorad., *Rhynchonella* sp., *Spirifer moosakhaylensis* Dav., *Productus* (*Linoproductus*) cf. *ussuricus* var. *siltschugensis* Kotl. (in litt).

Из пелеципод определены: *Pecten amuricus* Bittn., *Anodontophora (Myacites) canalensis* Kot., *Leda* sp., *Aviculopecten stepanovi* Kulik., *Modiola* sp., *Undolomya* sp., *Praeundolomya concentrica* Dick., *Blanfordinia ovatum* Waag., *Stutchburia* sp., *Pseudomussium sericeus* Vern., *Netschaevia* sp., *Astarte* sp., *Pseudomonotis* sp.

По мнению М. В. Куликова, руководящими для нижней перми являются: *Praeundolomya concentrica* Dick, *Blanfordinia ovatum* Waag. и *Pseudomussium sericeus* Vern. На основании заключения М. В. Куликова поспеловский горизонт отнесен в данной работе к верхнему подотделу нижней перми. Для отнесения его верхней части к низам верхней перми требуются дополнительные материалы.

В Южно-Приморской зоне, на о. Русском и п-ове Муравьева-Амурского относящиеся к поспеловскому горизонту терригенные отложения были впервые описаны П. В. Виттенбургом (1916а) под названием таонурусового горизонта, который он ошибочно считал юрским. В. З. Скороход (1941) установил залегание этого горизонта под верхнепермской туфо-эффузивной толщей и на этом основании отнес его к нижней перми. Последующие исследователи рассматривали таонурусовый горизонт как аналог верхнепермской сицинской свиты, хотя необходимых доказательств для этого не было. В 1957 г. эти отложения были описаны Б. И. Васильевым под названием поспеловской свиты, для которой по флористическим данным был установлен нижнепермский возраст (кунгурский ярус).

Поспеловская свита сложена аркозовыми песчаниками с прослоями и пачками алевролитов, углистых и глинистых сланцев, мелкими линзами конгломератов, гравелитов и редко известняков, формировавшихся в прибрежно-морских и лагунных условиях.

Песчаники обычно средне- и крупнозернистые, грубослоистые (2—5 *м*), часто содержат грубые обугленные растительные остатки длиной

http://jurassic.ru/

до 1,2 *м*. Среди них наблюдаются прослои и пачки таких же по составу песчаников, но мелкозернистых и плитчатых, содержащих на плоскостях наслоения тонкий обугленный растительный детрит. Мощность прослоев и пачек мелкозернистых песчаников изменяется от 1,5—2 до 5—7 *м*. Цвет песчаников обычно светло-серый, иногда с зеленоватым, розоватым или желтоватым оттенком, определяющийся цветом слагающих породу зерен кварца и полевого шпата. Цемент обычно кварц-серицитовый, типа заполнения пор. Иногда в цементе присутствует карбонат. Структура пород чаще среднезернистая с размером зерен 0,5—1,0 *мм*.

Для песчаников характерна косая слоистость с наклоном косых слоев до 30—35°, а также волноприбойная рябь на плоскостях наслоения и встречающиеся в отдельных горизонтах крупные (до 0,4 *м* в поперечнике), более плотные стяжения такого же состава. Часто наблюдаются ходы червей, представляющие собой шнурообразные скопления темно-серого углисто-глинистого материала, количество которого достигает в некоторых прослоях 70—75% от общего объема породы. Диаметр таких ходов изменяется от 0,2 до 1,5 *см*, длина — от 5 до 10—15 *см*.

В некоторых прослоях песчаников встречаются проблематические образования, являющиеся, по-видимому, результатом жизнедеятельности илоедов и представляющие собой удлиненные конусовидные скопления темного, углисто-глинистого материала, ориентированные перпендикулярно слоистости песчаников и имеющие в продольном разрезе вид «елочки». Длина таких образований достигает иногда 15—20 *см*. Значительно реже встречаются конические фигуры давления длиной до 3—5 *см* и диаметром в основании 5—7 *см* и петлевидные ходы илоедов, расположенные на винтовой поверхности, известные под названием таонурусов (спирофитонов или ризокараллиумов). Ранее эти образования ошибочно рассматривались даже как отпечатки водорослей (Криштофович, 1910).

В переслаивании с мелкозернистыми плитчатыми песчаниками, а также в виде самостоятельных пачек мощностью от 1,5—2 до 10—15 *м* находятся темно-серые алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы, содержащие обильный растительный детрит и иногда округлые стяжения марказита диаметром 0,5—1,5 *см*. Среди этих пород встречаются тонкие (3—5 *см*) прослои черного сажистого каменного угля и углистого песчаника.

В основании пачек алевролитов и сланцев залегает обычно пласт темно-серого глинистого песчанистого алевролита мощностью 0,3—0,5 *м*, переполненного ходами червей. В залегающих под этим пластом песчаников часто наблюдаются линзовидные скопления раковин пелеципод, а в алевролитах и сланцах — отпечатки листьев и стеблей папоротников, аннулярий, кордаитов и других растений. Очень часто остатки растений и морских животных встречаются в одном пласте.

Наиболее полный разрез поспеловской свиты наблюдается на о. Русском, хотя низы свиты здесь не вскрыты.

1. Пачка желтовато-серых, мелко- и среднезернистых песчаников, иногда гравелистых, содержащих в низах линзы грубозернистых желтых песчаников. Видимая мощность . . . . . 250 *м*

2. Пачка серых, средне- и крупнозернистых аркозовых песчаников, существенно кварцевых, содержащих лепешковидную гальку глинистых сланцев, ритмично чередующихся с тонкими (0,3—0,5 *м*) прослоями зеленовато-серых глинистых песчаников и черных углисто-глинистых сланцев. В песчаниках содержится большое количество обугленных растительных остатков, а в некоторых слоях — вкрапленность пирита. Мощность пластов песчаника в низах пачки 0,3—0,4 *м*, в верхах 5—10 *см*. Ритмичная слоистость нару-

http://jurassic.ru/

шается присутствием пачек, состоящих преимущественно из углисто-глинистых сланцев или только из песчаников, мощность которых достигает 10—15 *м*.

В углисто-глинистых сланцах этой пачки в 0,3 *км* южнее мыса Новосильского Б. И. Васильевым были собраны остатки растений, представленные, по определению Г. П. Радченко, следующими видами: *Paracalamites angustata* Radcz., *P. brevis* Radcz., *Annularia planifolia* Radcz., *A. usjatensis* Radcz., *Prynadaeopteris maneichensis* (Zal.) Radcz., *P. tunguscana* (Schm.) Radcz., *P. comptula* (Zal.) Radcz., *Sphenopteris kusnetskiensis* Radcz., *S. zalesskyi* Radcz., *Noeggerathiopsis derzavinii* Neub., *N. vittaefolia* Radcz., *N. angustata* Radcz., *N. latifolia* Neub., *N. orientalis* Radcz., *Crassinervia sircaschevi* (Chachl.) Radcz., *Nephropsis integerrima* (Schm.) Zal., *N. magna* (Zal.) Radcz., *Evenkiella polenovi* Radcz., *Calyccarpus crassus* Taras.

Среди среднезернистых аркозовых песчаников присутствуют отдельные пласты светло-серых, крупнозернистых кварцевых песчаников с отчетливо выраженной косой слоистостью. На выветрелой поверхности песчаники часто имеют ячеистую структуру с диаметром ячей 3—5 *см* и глубиной 1—3 *см* . . . 150 *м*

3. Пачка серых, среднезернистых, полимиктовых песчаников, тонко переслаивающихся с черными, углисто-глинистыми сланцами и пропластками угля. Сланцы образуют тонкие (1—5 *мм*), выклинивающиеся и пересекающие друг друга линзовидные прослои, иногда причудливо изгибающиеся, а также слагают самостоятельные слои мощностью до 20 *см*. Слои песчаников имеют такую же мощность. Преобладают сланцы. В песчаниках и сланцах встречаются многочисленные остатки растений, а также редкие раковины пелеципод . . . . . 125 *м*

4. Пачка зеленовато-серых, мелкозернистых песчаников со скорлуповатой отдельностью . . . . . 40 „

5. Песчаники розовато-серые, среднезернистые, массивные, аркозовые, содержащие редкие грубые обугленные остатки растений . . . . . 230 „

6. Пачка темно-серых, углистых, среднезернистых песчаников, в которых имеется семь прослоев черного блестящего каменного угля мощностью 1—3 *см* . . . . . 5 „

7. Песчаники серые, средне- и крупнозернистые, кварцевые . . . . 80 „

8. Пачка серых, глинистых песчаников, содержащих многочисленные маломощные прослои, линзы и прогнутые червеобразные включения черного углисто-глинистого материала. Последние являются, по-видимому, ходами илоедов. В песчаниках встречаются отпечатки крупных раковин пелеципод из рода *Anodontophora* . . . . . 250 „

9. Пачка темно-зеленых алевролитов, переслаивающихся с черными углисто-глинистыми сланцами. Мощность прослоев алевролитов 0,2—0,4 *м*, сланцев 5—10 *см* . . . . . 50 „

Верхи поспеловской свиты в северной части о. Русского сложены серыми туфогенными песчаниками, переслаивающимися с тонкоплитчатыми черными углистыми сланцами. В туфопесчаниках содержатся многочисленные мелкие (0,5—1,5 *мм*) округлые включения светлого, мелкопсаммитового туфового материала. Мощность прослоев туфопесчаников 0,8—1,2 *м*, сланцев 0,2—0,4 *м*. Видимая мощность пачки 15 *м*. Эти породы перекрываются эффузивами верхнепермской владивостокской свиты.

Мощность приведенного разреза около 1200 *м*.

На п-ове Муравьева-Амурского поспеловская свита имеет такой же состав, как и на о. Русском. Здесь А. И. Бурдэ выделил в составе поспеловской свиты пять пачек, из которых нижняя сложена терригенным материалом, а четыре верхние, наряду с песчаниками и алевролитами, содержат прослои (возможно, силлы) порфиритов и фельзитовых порфиров.

Терригенный материал нижней пачки представлен аркозовыми песчаниками с прослоями и пачками алевролитов, углистых и глинистых сланцев, линзами конгломератов, гравелитов, редко известняков. Для песчаников характерна косая слоистость, волноприбойная рябь и ходы червей. Глинистые и углистые сланцы содержат обильный растительный детрит и частые прослои сажистых углей и углистых песчаников.

Общая мощность поспеловской свиты 2000—2500 *м*.

http://jurassic.ru/

В алевролитах на плоскостях наслоения часто присутствует мелкий растительный детрит и отпечатки стеблей и листьев растений, среди которых Г. П. Радченко определены: *Koretrophyllites* sp., *Paracalamites* (?) sp., *Sphenopteris* sp., *Protoblechnum tenuinervis* Radcz., *Cornucarpus* sp.

Возраст поспеловской свиты обоснован остатками флоры и фауны. По данным Г. П. Радченко (Елисеева, Радченко, 1964), из растительных остатков для поспеловской свиты наиболее характерны: *Annularia* (?) *usjatensis* Radcz., *Prynadaeopteris maneichensis* f. *serotina* Radcz., *Sphenopteris zalesskyi* Radcz., *Nephropsis magna* (Zal.) Radcz., *Calyccarpus crassus* Taraz. По мнению Г. П. Радченко, этот комплекс дает основание параллелизовать поспеловскую свиту с верхней частью верхнебалахонской свиты Кузнецкого бассейна.

Ископаемая фауна поспеловской свиты на п-ове Муравьева-Амурского представлена остатками раковин пелеципод, брахиопод и гастропод, среди которых определены: *Leda* sp., *Pseudomonotis* sp., *Modiola* sp., *Aviculopecten* cf. *stepanovi* Kulik., *Pecten amuricus* Bittn., *Orbiculoidea sibirica* Milorad., *Anodontophora (Myacites) canalensis* Kot., *Astarte* sp., *Lingula arctica* Milorad., *Rhynchonella* sp., *Spirifer moosakheylensis* Dav., *Praeundolomya* cf. *concentrica* Dick., *Blanfordinia ovatum* Waag., *Pseudomussium sericeus* Vern. (определения Б. К. Лихарева и М. В. Куликова). По заключению М. В. Куликова, *Praeundolomya concentrica* Dick., *Blanfordinia ovatum* Waag. и *Pseudomussium sericeus* Vern. характерны для нижней перми.

На п-ове Дунай и на о. Путятин к поспеловскому горизонту относится абрекская свита, выделенная в 1948 г. Н. А. Беляевским и В. Д. Принадой. Низы свиты обнажаются в береговых обрывах п-ова Дунай между мысами Обручева и Осипова, где она залегает на дунайской свите с постепенным переходом. Последний заключается в постепенном уменьшении количества эффузивного материала в верхах дунайской свиты и увеличении количества терригенных пород, благодаря чему среди эффузивов дунайской свиты появляются сначала прослои, а затем пачки туфопесчаников и туфосланцев с флорой, сменяющиеся выше по разрезу валунно-галечниковым конгломератом. Этот конгломерат мощностью 140 *м*, свидетельствующий о местном размыве, принят в качестве базального горизонта абрекской свиты. Следует отметить, что пласты таких же конгломератов, но меньшей мощности (5—10 *м*) встречаются и в верхах дунайской свиты. Разрез свиты следующий:

1. Конгломерат валунно-галечниковый . . . . . 140 *м*

2. Песчаники серые, мелкозернистые, углисто-глинистые сланцы и алевролиты с *Annularia* cf. *usjatensis* Radcz., *Sphenopteris asiatica* Zal., *S.* aff. *imitans* Neub., *Cardioneura* sp., *Zamiopteris schmalhausenii* Schwed, *Evenkiella orientalis* Radcz., *Samaropsis abacana* Tschirk., *Taibia tyrganensis* Zal. Им подчинены прослои мелкогалечниковых конгломератов и туфобрекчий мощностью от 0,5 до 15 *м*, приуроченных к низам пачки. В породах часто наблюдается углистость . . . . . 200—250 „

3. Песчаники аркозовые, светло-серые, с прослоями конгломератов и углисто-глинистых сланцев . . . . . 50 „

4. Темно-серые алевролиты и углисто-глинистые сланцы с прослоями серых, мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Мощность прослоев сланцев и алевролитов от 3—5 до 25—30 *м*, песчаников от 1 до 3 *м*. В песчаниках наблюдаются углистые примазки, а в сланцах содержатся остатки растений *Koretrophyllites* sp., *Paracalamites* typ. *P. deliquescens* (Goepp.), *Sphenopteris* cf. *hallei* Kaw., *Cordaites schenkii* Halle . . . . . 650—700 „

5. Песчаники серые, мелко- и среднезернистые, с углистыми примазками, с редкими маломощными прослоями и линзами конгломератов, гравийников, дресвяников и мелкообломочных внутрипластовых брекчий . . . . . 500 „

http://jurassic.ru/

6. Песчаники светло-серые, грубозернистые, гравелистые, аркозовые, с прослоями черных углистых сланцев. Флора: *Prynadaeopteris tunguscana* (Schm.), Radcz., *P. maneichensis* f. *orientalis* Radcz., *Sphenopteris zalesskyi* Radcz. (msc), *Noeggerathiopsis derzavinii* f. *angustata* Radcz., *Gamophyllites planifolium* Radcz. Мощность прослоев песчаников 1—1,5 *м*, сланцев 0,3—0,5 *м* . . . . . 125 *м*

Суммарная максимальная мощность разреза 1765 *м*.

По заключению Г. П. Радченко, определявшего флору, растительный комплекс из пачки 2 типичен для средних, а комплексы из пачек 4 и 6 для верхних горизонтов верхнебалахонской свиты Кузнецкого бассейна.

Не совсем ясно положение терригенной толщи на о. Путятин. Ее неполный разрез, составленный Н. А. Беляевским и В. Д. Принадой на участке между мысом Родионова и пос. Назимова, имеет следующий вид:

1. Алевролиты и аргиллиты черные, слоистые, с прослоями темно-серых кварцевых и полимиктовых песчаников . . . . . 250 *м*
2. Алевролиты и аргиллиты черные и темно-серые, с прослоями серых средне- и мелкозернистых песчаников и конкрециями глинистого сидерита . . 320 „
3. Алевролиты песчанистые, переслаивающиеся с песчаниками . . . 530 „

Суммарная мощность приведенного разреза 1100 *м*, однако эта цифра, по-видимому, значительно завышена за счет повторений слоев в южной части обнажения. В целом описанные породы очень похожи на породы, обнаженные между мысами Опасным и Абрек (пачка 3 вышеприведенного разреза) и, очевидно, одновозрастны с ними. В алевролитах на о. Путятин встречаются многочисленные остатки растений, среди которых определены: *Carpolithes* sp., *Koretrophyllites neocalamitoides* Radcz. (msc), *Cladophlebis* sp., *Pecopteris tenuicostata* f. *lobifolia* Radcz. (msc), *Sphenopteris kuznetskiensis* Radcz., *Zamiopteris lanceolata* (Chachl. et Pol.) Neub., *Z. kuznetskiana* Gorel., *Noeggerathiopsis* cf. *radczenkoi* Gorel., *N.* cf. *minax* Gorel., *N.* typ. *N. deržavinii* Neub., *N.* cf. *deržavinii* Neub., *N.* cf. *vittaefolia* Radcz., *N. usiatensis* Radcz., *N.* cf. *angustata* Radcz., *Cordaites* sp. typ. *C. schenkii* Halle, *Paracalamites* cf. *angustata* Radcz., *Evenkiella polenovi* Radcz.

Из перечисленного списка *Sphenopteris kusnetskiensis* Radcz., *Noeggerathiopsis* cf. *deržavinii* Neub., *N. usjatensis* Radcz., *N.* cf. *vittaefolia* Radcz., *N. angustata* Radcz. являются, по заключению Г. П. Радченко, характерными для верхнебалахонской флоры Кузнецкого бассейна. Но наряду с этими формами здесь присутствуют виды *Zamiopteris kuznetskiana* Gorel., *Noeggerathiopsis* cf. *radczenkoi* Gorel., *N.* cf. *minax* Gorel., которые в Кузнецком бассейне появляются примерно в середине (или несколько ниже) кузнецкой свиты и совсем не известны в верхнебалахонской свите. Таким образом, слои, выходящие на о. Путятин, являются, по его мнению, несомненно более молодыми по сравнению с пачкой алевролитов, обнажающихся в основании разреза на полуострове между бухтами Абрек и Разбойник.

В районе пос. Зембрены и на п-ове Трудном к поспеловскому горизонту относится юзагольская свита, выделенная в 1948 г. Н. А. Беляевским и В. Д. Принадой как верхнекаменноугольная.

По данным указанных исследователей, непосредственно на выровненной поверхности размыва, образованной среднепалеозойскими гранитами и габбро, залегают:

1. Конгломераты, образованные мелкой, хорошо окатанной галькой черных филлитов, жильного кварца и кремнистых пород; цемент — плотная филлитовидная масса . . . . . 20 *м*

http://jurassic.ru/

2. Серые и желтовато-серые среднезернистые известковистые песчаники, перекрытые черными и серыми слоистыми, иногда сланцеватыми аргиллитами и алевролитами . . . . . 350 *м*

3. Преимущественно черные и частью серые песчанистые и глинистые сланцы, серые крупнозернистые кварцевые песчаники, мелкозернистые известковистые песчаники и мелкогалечный конгломерат с известковистым цементом . . . . . 400 „

Суммарная мощность свиты около 800 *м*.

К западу от вершины бухты Находка И. А. Преображенским (1927) был обнаружен отпечаток *Lepidophlois*(?) sp., Н. А. Беляевский к югу от бухты Тихангоу нашел плохо сохранившиеся отпечатки *Lepidodendron* (?) sp. На этом основании Н. А. Беляевский и В. Д. Принада отнесли юзагольскую свиту к верхнему карбону. В 1958 г. Б. И. Васильевым в районе пос. Зембрены среди пород этой свиты были собраны остатки раковин *Netschaevia* sp. indet, а также остатки растений, среди которых Г. П. Радченко определил *Prynadaeopteris tunguscana* (Schm.) Radcz., *Zamiopteris glossopteroides* Schm., *Noeggerathiopsis deržavinii* f. *angustata* Radcz., *N. ovalis* Radcz. (msc), *Crassinervia longa* Radcz (msc), *Nephropsis orientalis* Radcz. (msc), *N. pseudorhomboides* Radcz. (msc), *Condomajella inexplorata* Taras. (msc), *Calyccarpus parvulus* Radcz. (msc). Этот комплекс растений характерен для поспеловского горизонта.

В бассейне р. Таудеми поспеловский горизонт также представлен толщей терригенных пород с растительными остатками, впервые описанными в 1940 г. А. А. Кирилловым под названием таудеминской свиты. Однако А. А. Кириллов включил в нее также и часть морских отложений с линзами известняков, относящихся к верхней перми, что не было подтверждено последующими работами.

В 1958 г. А. Р. Спицыным таудеминская свита была разделена на поспеловскую и чандалазскую. В основании поспеловской свиты развиты мелкогалечные конгломераты и гравелиты, залегающие на таудеминских гранитах. В гравелитах вскрыт прослой сажистого угля мощностью 0,5 *м*.

Выше по разрезу размер обломочного материала постепенно уменьшается, песчаники становятся мелко- и среднезернистыми, обычно зеленовато-серыми, полимиктовыми, с включением чешуек мусковита, часто обохрены. В песчаниках встречаются прослои зеленовато-серых и черных алевролитов. Мощность свиты 800—850 *м*.

А. Р. Спицын считает описанные отложения нижнепермскими на основании флоры, собранной в алевролитах и глинисто-углистых сланцах (определения Б. М. Штемпеля и Г. П. Радченко): *Annularia* sp., *Sphenopteris* aff. *maneichensis* Zal., *Sph.* cf. *emarginata* Schwed., *Zamiopteris longifolia* Schwed., *Noeggerathiopsis tenuinervis* Chachlov, *N.* cf. *deržavinii* Neub., *Samaropsis* sp. В 1960 г. В. К. Елисеева пополнила коллекцию из этих отложений находками *Sphenopteris* sp. nov., *Noeggerathiopsis minax* Gorel., *Niazonaria* (?) *orientina* Radcz.

В Хасанской подзоне к поспеловскому горизонту условно отнесена толща песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, развитая между озерами Дорицени и Сакпоу, на побережье п-ова Краббе и бухтой Новгородской, в бассейнах рек Янчихе, Адими, Гладкой, Рязановка и в ряде других мест.

В южной части Хасанской зоны состав толщи довольно однообразен. Подстилающая ее туфо-эффузивная толща путем постепенного перехода сменяется толщей темно-серых глинисто-углистых сланцев с прослоями серых и темно-серых среднепсаммитовых туффитов и туфопесчаников; выше залегают серые, мелкозернистые, слюдистые, кварц-

http://Jurassic.ru/

полевошпатовые песчаники с прослоями углистых и углисто-глинистых сланцев. Мощность прослоев меняется от десятков сантиметров до 3—5 *м*.

На породы описываемой толщи сильное воздействие оказал контактовый метаморфизм, связанный с прорывающими свиту гранитными интрузиями. В связи с этим углисто-глинистые породы превратились в «узловатые» и андалузитовые сланцы и различные роговики; псаммитовые породы обычно окварцованы, биотитизированы, реже серицитизированы. К юго-западу и северу от ст. Гвоздево и на других участках вследствие непосредственной близости контакта интрузии и интенсивного динамометаморфизма наряду с ороговикованием наблюдается огнейсование пород, превращение туфопесчаников в слюдистые сланцы. Местами в углистых алевролитах обнаружен обильный графитизированный растительный детрит, представляющий собой плохо сохранившиеся обрывки стеблей и листьев длиной от 1—2 *мм* до 2—3 *см*.

До недавнего времени отсутствие органических остатков и сильный контактовый метаморфизм приводили к различной трактовке возраста рассматриваемых пород. Так, М. К. Елиашевич (1922) считал их древнекаменноугольными, Д. Ф. Масленников (1948) — аналогом выделенной им кремнисто-сланцевой толщи, которую он условно относил к верхнему карбону. Верхнекаменноугольный возраст был также принят С. А. Музылевым (1949 г.), который, однако, указывал, что часть метаморфизованных пород, показанных на его карте как предположительно верхнекаменноугольные, может оказаться более древней, даже протерозойской.

В 1951 г. Л. Б. Вонгаз и другие включили описываемые породы в состав выделенной ими песчано-сланцевой свиты, возраст которой они условно определили как верхнепермский. На изданной мелкомасштабной геологической карте Приморского края (Н. А. Беляевский и др., 1955) рассматриваемые породы показаны как эокембрий на основании резко проявленного метаморфизма и северо-западного простирания, которое считалось присущим только для древних (доверхнепалеозойских) толщ.

В 1957 г. Б. И. Васильевым среди описываемых пород в ряде пунктов были собраны плохо сохранившиеся остатки растений. Г. П. Радченко, просмотревший флору, пришел к следующему выводу: «Судя по морфологии небольших обрывков стеблей и листьев с жилками, можно предполагать, что образцы связаны с породами, имеющими верхнепалеозойский возраст». На этом основании возраст описываемых пород был установлен как верхнепалеозойский. Как показали дальнейшие исследования, к этой толще следует относить и породы, развитые в бухте Бойсмана, из которых, по сборам Б. И. Васильева, были определены *Praeundolomya* (?) sp. indet и *Stutchburia* sp. (определение М. В. Куликова). Приведенные данные, а также литологическое сходство рассматриваемой толщи с поспеловской свитой позволяют условно рассматривать ее в качестве аналога последней.

В бассейне р. Адими, в разрезе толщи, условно отнесенной к поспеловскому горизонту, выделяются две части: нижняя, сложенная преимущественно сланцами, и верхняя, в которой преобладают песчаники. Разрез нижней части толщи следующий (по Б. И. Васильеву):

1. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, массивные, часто с кристаллами хиастолита. Видимая мощность . . . . . 500 *м*

2. Углисто-глинистые сланцы с прослоями зольных каменных углей мощностью 0,2—0,4 *м* и редкими маломощными (0,3—0,5 *м*) прослоями серых мелкозернистых песчаников. В районе горы Водораздельной углистые сланцы местами графитизированы, а глинистые сланцы в ряде мест превращены в кварц-серицитовые сланцы . . . . . 350 „

http://Jurassic.ru/

3. Глинистые сланцы черные, тонкоплитчатые, с прослоями алевролитов . . . . . 200 „

Верхняя часть мощностью 300 *м* состоит из чередующихся песчаников серых мелкозернистых кварцевых, тонкопереслаивающихся (3—5 *мм*) с темно-серыми алевролитами и песчаников серых и желтовато-серых мелкозернистых, кварцевых, косослоистых, содержащих тонкие (доли миллиметра) изогнутые прослои темного глинистого вещества. На отдельных участках песчаники сильно метаморфизованы.

В верховьях р. Рязановка, в бассейне р. Гладкая и в других местах рассматриваемые породы сохранились лишь в виде ксенолитов в прогибах кровли верхнепалеозойских плутонов и сильно метаморфизованы. Здесь они представлены в основном хиастолитовыми сланцами, слюдяными песчаниками и роговиками. Общая мощность толщи около 1500 *м*.

В Гродековской подзоне Ханкайского массива поспеловский горизонт имеет очень небольшое распространение. К его верхней части отнесена решетниковская свита, выделенная в 1959 г. Н. М. Органовой и В. Н. Криволуцким по ключу Могильному. Свита развита в бассейне р. Синтуха, в среднем течении р. Поперечка, в долине р. Бейчиха. Из этой толщи в 1953 г. Ю. Я. Громовым были собраны остатки растений, позволившие датировать ее нижней пермью. В 1960—1961 гг. Н. В. Веретенников, а вслед за ним П. В. Маркевич в 1965 г. отнесли эти отложения к поспеловской свите.

Как указывает П. В. Маркевич, соотношения решетниковской свиты с более древними породами не наблюдались. Учитывая наличие в низу свиты пласта аркозовых песчаников (неполная мощность которого составляет 4 *м*), а также широкое развитие в районе среднепалеозойских гранитов, можно предполагать налегание свиты на граниты. Решетниковская свита несогласно перекрыта породами барабашской свиты.

Решетниковская свита представлена различными песчаниками, иногда гравелитами, алевролитами, глинистыми сланцами и конгломератами.

По ключу Могильному В. Н. Криволуцкий приводит следующий разрез свиты:

1. Аркозовые песчаники. Видимая мощность . . . . . 4 *м*
2. Углистые алевролиты . . . . . 8 „
3. Порфириты . . . . . 4 „
4. Гравелистые песчаники, переходящие в среднезернистые, светло-серые с линзами серовато-черных алевролитов с обугленным детритом . . . 38 „
5. Порфириты . . . . . 8 „
6. Плитчатые алевролиты, темно-серые, с тонкими прослоями песчаников. В алевролитах содержатся остатки *Cordaites* sp., спор и пыльцы голосеменных . . . . . 8 „
7. Переслаивание аркозовых песчаников, углистых алевролитов и углисто-глинистых сланцев с остатками флоры. Аркозовые песчаники псаммитовой структуры, с базальным и поровым цементом глинисто-серицитового состава, с *Paracalamites angustus* Such., *Crassinervia pentagonata* Gorel., *Noeggerathiopsis clerci* (Zal.) Radcz., *N. oldjerassica* Gorel. и др., с семенами *Cardiocarpus tomiensis* Radcz., *C. ovatus* Radcz. В 1953 г. в этом же разрезе из сборов Ю. А. Громова были определены *Noeggerathiopsis theodori* Zal., *N. deržavinii* (Zal.) Neub. и *Paracalamites* sp. (cf. *P. vicinalis* Radcz.) . . . . . 130 „
8. Мелкогалечный конгломерат . . . . . 6 „
9. Аркозовые песчаники с прослоем алевролита, содержащего растительный детрит . . . . . 24 „
10. Переслаивание углистых кварц-полевошпатовых песчаников, углисто-глинистых сланцев и алевролитов . . . . . 60 „
11. Кварц-полевошпатовые песчаники мелкозернистые, с прослоями углистых алевролитов. Видимая мощность . . . . . 160 „

http://jurassic.ru/

Общая мощность приведенного разреза 390 *м*. Его продолжением является разрез по пади Черемуховой, начинающийся порфиритами с прослоями туфогенных пород, ориентировочная мощность которых 50 *м*. Они перекрыты алевролитами, а последние — пачкой темно-серых глинистых сланцев мощностью около 200 *м*. Мощность решетниковской свиты около 700 *м*.

К западу от с. Рубиновка свита представлена серыми средне- и крупнозернистыми аркозовыми песчаниками и темно-серыми глинистыми сланцами, в которых Н. М. Органовой и В. Н. Криволуцким были найдены пелециподы: *Procrassatella plana* (Golowk.), *Schizodus obscurus* Sow., *S. subobscurus* Lich., *Goniomya kazanensis* Gein., *Thracia longa* Lutk. et Lot.

Комплекс растений из песчано-алевролитовой толщи (мощностью около 700 *м*) по ключу Известковому (юго-западнее с. Фадеевка) содержит, по Г. П. Радченко: *Lobatannularia inequifolia* (Tokun.) Kaw., *Pecopteris tenuicostata* Halle., *P. sutschanica* Radcz., *Sphenopteris* sp., *S. quadrangula* Radcz., *Odontopteris* sp., *Callipteris* sp. По заключению Г. П. Радченко, возраст пород, содержащих флору, несомненно пермский.

Ранее в этих же отложениях В. З. Скороходом была собрана флора, представленная следующими видами: *Gigantopteris nicotianaefolia* Schenk., *Odontopteris* cf. *subcrenulata* (Rest.), *Pecopteris orientalis* (Schenk) Halle, *Schizoneura striata* Kawasaki. По заключению А. Н. Криштофовича, эта флора имеет раннепермский возраст.

В Даубихинской зоне к нижней части поспеловского горизонта отнесена веснянская свита, к верхней — эффузивно-осадочная толща. Соотношения между ними не установлены. В центральной и северо-восточной частях Даубихинской зоны рассматриваемый горизонт развит на восточных склонах хребта Синего, по р. Мангоуша (бассейн р. Тудо-Ваку), в бассейне р. Шетухе и в ряде других мест. Наличие здесь нижнепермских отложений было установлено Н. А. Беляевским (1947—1948 гг.), П. Д. Шарудо и Н. С. Подгорной (1951 г.). В. К. Елисеевой эти отложения выделены под названием веснянской свиты, а в последние годы описываются геологами как поспеловская свита (И. К. Пущин, 1964 г., В. А. Бажанов, Ю. И. Максименко).

В составе веснянской свиты преобладают алевролиты, иногда туфогенные, чередующиеся с мелко- и среднезернистыми песчаниками, среди которых встречаются прослои углистых сланцев, редко зольного каменного угля. Свита характеризуется неравномерным чередованием пород и резкой фациальной изменчивостью. В районе горы Рябой В. А. Бажановым установлено согласное налегание свиты на отложения верхней подсвиты дунайской свиты.

Наиболее полный разрез свиты составлен Ю. И. Максименко северо-восточнее с. Верхняя Шетуха, в верховьях р. Золотая.

1. Алевролиты светло-серые, тонкослоистые . . . . . 60 *м*
2. Песчаники кварц-полевошпатовые, светло-серые, мелко- и среднезернистые . . . . . 10 „
3. Туфоаргиллиты светло-серые, тонкослоистые. Слоистость обусловлена неравномерным соотношением туфового и терригенного материала, мощность прослоев от 1—3 *мм* до 2—3 *см* . . . . . 10 „
4. Переслаивание туфоалевролитов и туфоаргиллитов зеленовато-серых и темно-серых, массивных, иногда углистых с флорой *Prynadaeopteris* aff. *natalianae* Gorel., *Noeggerathiopsis* aff. *minax* Gorel., *Cordaites* sp., *Gaussia acutellata* Neub., *Samaropsis* sp. (определения В. И. Бураго). В этих же слоях И. К. Пущиным были собраны *Sphenopteris* cf. *gothanii* Halle, *Prynadaeopteris tunguscana* (Schw.) Radcz., *Callipteris* sp., *Noeggerathiopsis intermedia* Radcz., *Evenkiella asiatica* Radcz., *Bairdia insignis* Zal., *Samaropsis patula* Zal. (определения Г. П. Радченко).

http://jurassic.ru/

Данный комплекс, по Г. П. Радченко, «характеризует в Сибири, на Урале и в ряде районов Южного Приморья отложения, сопоставляемые с кунгурским ярусом нижнего отдела пермской системы». Выше по разрезу туфоалевролиты переходят в мелко-и среднезернистые, затем в грубозернистые туфопесчаники . . . . . 10 *м*

5. Туфопесчаники и туффиты грубозернистые, зеленовато- и желтовато-серые, гравелистые . . . . . 5 „

6. Туфоалевролиты пепельно-серые, тонкослоистые . . . . . 5 „

7. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, переходящие вверх по разрезу в алевролиты и тонкослоистые аргиллиты . . . . . 5 „

8. Туфоаргиллиты углистые, тонкослоистые, темно- и светло-серые с *Koretrophyllites* sp., *Prynadaeopteris* cf. *anthriscifolia* Radcz., *Pecopteris* sp., *Callipteris ivancevia* Gorel., *Comia dentata* Radcz., обрывок пера *Gigantopteris* (?) sp., *Noeggerathiopsis schmalhausenii* (?) Radcz. (определения В. И. Бураго) . . . . . 40 „

9. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, туфогенные . . . . . 10 „

10. Фельзиты и кварцевые порфиры желтовато- и светло-серые, массивные, с редкими мелкими вкрапленниками кварца, с микрофельзитовой, иногда перлитовой структурой основной массы . . . . . 80 „

11. Песчаники светло-серые, полимиктовые, мелко- и среднезернистые, с маломощными прослоями (0,4—0,5 *м*) алевролитов и гравелистых песчаников . . . . . 400 „

12. Переслаивание песчаников среднезернистых, кварц-полевошпатовых и серых алевролитов . . . . . 50 „

13. Кварцевые порфиры светло-серые, массивные . . . . . 50 „

14. Песчаники кварц-полевошпатовые, зеленовато-серые, мелко- и крупнозернистые, брекчированные . . . . . 110 „

15. Фельзиты зеленовато-серые, массивные . . . . . 40 „

16. Песчаники светло-серые, среднезернистые, кварц-полевошпатовые, массивные . . . . . 50 „

17. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, кварц-полевошпатовые . . 70 „

18. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, с редкими маломощными прослоями алевролитов . . . . . 30 „

19. Туфопесчаники зеленовато-серые, крупнозернистые . . . . . 30 „

20. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, кварц-полевошпатовые . . 25 „

21. Песчаники серые, крупнозернистые, кварц-полевошпатовые . . . 25 „

22. Туфопесчаники желтовато-серые, мелко- и среднезернистые . . . 40 „

23. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, с редкими маломощными прослоями темно-серых алевролитов . . . . 670 „

Мощность по приведенному разрезу 1825 *м*, общая мощность веснянской свиты около 2100 *м*.

К северу от приведенного разреза, на водоразделе р. Веснянка — ключ Калиныча (бассейн р. Хаунихеза, система р. Тудо-Ваку), по данным В. А. Бажанова, в составе веснянской свиты преобладают серые и темно-серые алевролиты с прослоями песчаников мелко- и среднезернистых, полимиктовых, туфогенных. В алевролитах В. А. Бажановым в нескольких точках собраны растительные остатки, датирующие их возраст, по заключению Г. П. Радченко, верхами нижней перми: *Paracalamites* aff. *vicinalis* Radcz., *Gamophyllites usjatensis* Radcz., *Neuropteris pulchra* Neub., *Psygmophyllum* aff. *expansum* Brongn., *Pecopteris zalesskyi* Tschirk., *Sphenopteris* aff. *gothanii* Halle, *Taeniopteris* cf. *schenkii* Sterzel, *Noeggerathiopsis deržavinii* Neub., *Evenkiella asiatica* Radcz. Здесь же, по П. Д. Шарудо и Н. С. Подгорной, найдены *Cordaites principalis* (Germen) и *Cardiocarpus* sp. (определение А. Н. Криштофовича). Мощность свиты по р. Веснянка — 300—450 *м*.

На правобережье р. Шетухе к поспеловской свите отнесена толща темно-серых, сильно ороговикованных алевролитов с растительным детритом, с прослоями разнозернистых туфогенных песчаников.

В районе с. Афанасьевка веснянская свита, по данным И. К. Пущина, залегает на фельзитах дунайской свиты с мелкогалечниковыми конгломератами или средне-крупнозернистыми песчаниками в основании. В составе свиты преобладают разнозернистые туфогенные песча-

http://Jurassic.ru/

ники с редкими маломощными прослоями алевролитов и фельзитов. Мощность этих отложений 800—1000 *м*.

На левобережье р. Даубихе к веснянской свите отнесена толща темно-серых, часто тонкослоистых алевролитов с прослоями разнозернистых песчаников с флорой (сборы О. Г. Старова): *Paracalamites tenuicostatus* Neub., *Angaropteridium* sp., *Cardioneura* sp., *Nephropsis* cf. *grandis* Gorel., *Samaropsis* sp. (определения В. И. Бураго).

Мощность веснянской свиты около 2000 *м*.

Эффузивно-осадочная толща слагает хребет Малиновский (водораздел рек Мангоушка и Хаунихеза — левых притоков р. Тудо-Ваку). Она представлена главным образом порфиритами (спилитами), подчиненное значение имеют горизонты флюидальных фельзитов и кварцевых порфиров в нижней части толщи, а также алевролитов и песчаников, встречающихся преимущественно в ее верхней части. С вышележащей алевролитовой толщей эффузивно-осадочная толща связана постепенными переходами. Верхняя граница проводится по кровле самого верхнего горизонта порфиритов, нижняя не установлена.

Нижняя часть разреза сложена флюидальными кварцевыми порфирами и фельзитами, чередующимися с порфиритами. Мощности переслаивающихся горизонтов 1—5 *м*, редко до 10 *м*. Имеются единичные горизонты глинистых сланцев (1,5—2 *м*). Кварцевые порфиры представляют собой серые породы с мелкими дробленными фенокристаллами кварца и мозаичной структурой. Основная масса микрофельзитовая. Сильно проявлены вторичные процессы, карбонатизация, хлоритизация и особенно биотитизация. Порфириты — преимущественно андезитовые, реже роговообманковые темно-серые породы, имеющие нередко миндалекаменную текстуру. Миндалины выполнены кальцитом. Порфириты также сильно биотитизированы.

В верхней части преобладают миндалекаменные порфириты, и лишь близ кровли имеются прослои алевролитов, переполненные растительными остатками. Среди флоры, собранной в 1958 г. Л. А. Неволиным из алевролитов у пос. Мангоу, Г. П. Радченко определены формы, характерные для верхней части поспеловского горизонта: *Paracalamites* typ. *P. deliquescens* (Goepp.) Radcz., *Gamophyllites* cf. *neuburgiana* Radcz., *Noeggerathiopsis deržavini* f. *angustata* Radcz., *N.* cf. *deržavinii* Neub., *N.* cf. *minax* Gorel., *N. latifolia* Neub., *N. intermedia* Radcz., *Niazonaria orientina* Radcz., *Cordaicarpus ovatus* Radcz., *Cordaicarpus* sp.

Мощность толщи 600—900 *м*.

Западно-Приморская зона (Краевская подзона)

В Краевской подзоне предположительно к нижней перми отнесена толща углисто-графитистых, углисто-глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, развитая в бассейне рек Правая Синтуха, Левая Синтуха и по левым притокам р. Нанча. А. З. Лазаревым в 1935 г. эта толща была отнесена к верхнему палеозою, Л. Б. Вонгазом в 1952 г. к девону—карбону, П. П. Романюхой и Н. В. Веретенниковым в 1962 г. — к верхнему карбону — нижней перми, П. В. Маркевичем условно (1965 г.) — к карбону — нижней перми.

Подошва толщи не выходит на дневную поверхность. Вопрос о соотношении описываемой толщи с вышележащими верхнепермскими отложениями остается не ясным. Во всяком случае П. В. Маркевич, оспаривая представления Ю. Е. Литвинова и Н. В. Веретенникова о наличии углового несогласия, приводит данные в пользу постепенного перехода от рассматриваемой толщи к верхнепермским образованиям.

http://jurassic.ru/

В частности, постепенный переход наблюдался им на протяжении около 1 *км* в естественных обнажениях горы Известковой на левобережье р. Правая Синтуха.

По П. В. Маркевичу, в нижней части разреза залегает пачка черных углисто-графитистых и углисто-глинистых сланцев с гранатом и мелкочешуйчатым биотитом мощностью около 400 *м*. Наличие кристаллов граната обусловливает своеобразную «очковую» текстуру. Выше расположена пачка слюдистых кварцитов (мощностью до 1300 *м*), состоящих из кварца, биотита и небольшого количества полевых шпатов. В окрестностях с. Краева на слюдистых кварцитах лежат метаморфизованные эффузивы кислого состава мощностью 300—400 *м*, перекрытые в свою очередь пачкой углистых углисто-графитистых и глинисто-хлоритовых сланцев мощностью до 800 *м*.

Породы, составляющие, по П. В. Маркевичу, более высокие части разреза, обнажены в междуречье Левая Синтуха—Нанча, на водоразделе рек Левая Синтуха и Правая Синтуха. Они представлены мощной толщей черных и темно-серых углисто-глинистых сланцев с прослоями и линзами алевролитов, мелкозернистых песчаников и криноидных известняков. Мощность 1000—1200 *м*.

Общая мощность нижнепермских отложений 3500—3700 *м*.

В известняках из верхней части толщи на водоразделе рек Левая Синтуха и Правая Синтуха Ю. Е. Литвиновым (1963 г.) обнаружены членики криноидей, в том числе сходные с *Pentagonocyclicus dilatus* Stuk. палеозойского облика (определение Г. Т. Стукалиной).

Условно к нижней перми толща отнесена по наличию постепенного перехода к покрывающим фаунистически охарактеризованным верхнепермским отложениям, при этом не исключается возможность принадлежности нижней части толщи к карбону.

Область мезозойской складчатости

Нижнепермские отложения в Сихотэ-Алине имеют иной фациальный облик сравнительно с рассмотренной выше областью палеозойской складчатости. Это геосинклинальные образования — кремнистые породы, яшмы, порфириты, граувакки, известняки, туфогенные песчаники и алевролиты.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

Стратиграфия нижнепермских отложений Главного антиклинория — один из сложных и нерешенных вопросов геологии Приморья.

В настоящее время нижнепермские отложения Главного антиклинория подразделяются на три свиты (снизу): удековскую, себучарскую и ариадниискую. Две нижние свиты входят в состав улахинской серии, объединяющей каменноугольные и часть нижнепермских отложений.

Удековская свита* в отличие от ниже- и вышележащих отложений лишена кремнистых пород и эффузивов. Этим В. Н. Силантьев определял ее значение как маркирующей толщи при картировании улахинской серии. По той же причине, несмотря на сравнительно малую мощность (600—1000 *м*), свита установлена на значительном протяжении от верховьев р. Улахе до р. Бикин.

Нижняя граница свиты определяется подошвой зеленовато-серых туфогенных песчаников, верхняя проводится по появлению кремнистых

* Удековская свита выделена в 1956 г. Ф. А. Пискуновым и А. И. Бурдэ, названа по с. Удеко, близ которого был описан ее разрез.

http://Jurassic.ru/

пород или эффузивов. Свита имеет согласные контакты с самаркинской и вышележащей себучарской свитами. Согласный контакт с самаркинской свитой наблюдался В. Н. Силантьевым в коренном выходе на правом склоне долины р. Улахе в 4 *км* ниже с. Калиновка.

Удековская свита сложена зеленовато-серыми мелкозернистыми туфогенными песчаниками, иногда неясно-слоистыми, с редкими горизонтами алевролитов, алевритистых, реже глинистых сланцев мощностью 10—30 *м*. Песчаники состоят из зерен кварца, полевых шпатов и обломочков фельзитов. Цемент преимущественно пепловый, с хлоритом и серицитом. Сланцы представлены глинистыми и алевропелитовыми разностями.

В. Н. Силантьев приводит следующий разрез удековской свиты, изученный им по правому склону долины р. Себучар, ниже устья р. Грязная.

1. Туфогенные песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Мощность прослоев от 0,5 до 3,0 *м*	180 *м*
2. Туфогенные песчаники с редкими, маломощными (до 5 *м*) прослоями глинистых сланцев	160 „
3. Пачка слоев, аналогичная пачке 1	150 „
4. Песчаники буровато-серые, мелко- и среднезернистые, кварц-полевошпатовые, с прослоями (до 0,5 *м*) черных глинистых сланцев	230 „
Мощность приведенного разреза 720 *м*.	

Разрез свиты в бассейне р. Быстрая, по В. И. Надежкину, следующий.

1. Песчаники кварц-полевошпатовые, серые, переслаивающиеся с темно-серыми глинистыми сланцами	90 *м*
2. Песчаники зеленовато-серые и серо-зеленые, мелко- и среднезернистые	250 „
3. Песчаники и глинистые сланцы, аналогичные пачке 1	150 „
4. Песчаники, аналогичные пачке 2	80 „
5. Глинистые сланцы зеленовато-серые, плитчатые	30 „
6. Песчаники, аналогичные пачке 2	190 „
7. Алевролиты темно-серые, массивные	15 „
8. Песчаники, аналогичные пачке 1	80 „
Мощность по разрезу около 900 *м*.	

Рассматриваемая свита лишена органических остатков. Поскольку она залегает выше самаркинской свиты, содержащей верхнекаменноугольную фауну, и ниже себучарской, охарактеризованной нижнепермской фауной, возраст ее определяется в интервале верхний карбон — нижняя пермь. В. Н. Силантьев предлагал условно считать ее верхнекаменноугольной, что было принято Вторым Дальневосточным стратиграфическим совещанием (1965 г.). На основании находки проблематичных псевдофузулин в верхах самаркинской свиты А. П. Никитина считает более правильным относить ее к нижней перми. Нужно согласиться с этим предложением. По-видимому, удековская свита занимает самую нижнюю часть разреза нижней перми.

Себучарская свита является верхним членом разреза улахинской серии и состоит в основном из пород кремнисто-эффузивной формации. Эта свита прослеживается на большом протяжении вдоль западного склона Сихотэ-Алиня от верховьев р. Улахе в бассейн р. Бикин и далее на север, в пределы Хабаровского края.

Л. Б. Кривицкий в 1945 г. назвал себучарской свитой нижнюю часть верхнепалеозойских отложений бассейна р. Нотто, сложенную глинистыми, глинисто-слюдистыми, песчано-глинистыми, кремнистыми сланцами и песчаниками с линзами известняков и разделенную перерывом с подстилающей сабайчинской свитой (протерозойской, по Л. Б. Кривицкому).

http://jurassic.ru/

Н. А. Беляевский, проводивший в 1947—1948 гг. геологическую съемку в бассейнах рек Тудо-Ваку и Эльдо-Ваку (система рек Иман—Уссури), включил эти отложения в состав пермской смольнинской свиты, расчленив последнюю на четыре подсвиты (снизу): 1) подсвиту порфиритов и диабазов, 2) нижнюю подсвиту черных глинистых пород и песчаников с остатками нижнепермских растений, 3) подсвиту кремнистых пород и глинистых сланцев с прослоями известняков и 4) верхнюю подсвиту черных глинистых пород с прослоями гравелитов, кремнистых пород, порфиритов и их туфов с остатками энкринитов и мшанок.

О. К. Чедия в 1949—1950 гг. в бассейнах рек Иман (левобережье нижнего и среднего течения) и его правого притока р. Бейцухе, рассматривал толщу кремнистых пород и порфиритов в составе нерасчлененных верхнекаменноугольных — нижнепермских отложений.

К нерасчлененному верхнему палеозою эта толща была отнесена рядом геологов, проводивших в 1948—1950 гг. геологические съемки в бассейнах рек Иман и Бикин — В. П. Рыловниковой, Г. Г. Марченко, А. И. Фрейдиным, Б. М. Скорняковым, О. Т. Литенко, Э. Н. Варфоломеевой. Г. П. Вергунов и Г. П. Толмачев, проводившие в 1952 г. геологическую съемку в бассейнах рек Нотто и Фудзин, необоснованно отнесли толщи кремнистых пород с линзами известняков к верхней перми без должных фаунистических доказательств.

В. А. Ильин в верховье р. Улахе в 1952 г. выделил рассматриваемую толщу в качестве самостоятельной эффузивно-осадочной свиты, поместив ее в низы нижнепермского разреза на основании микропалеонтологических данных. Эта свита перекрыта терригенными образованиями — полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями кремней, которые в свою очередь перекрыты свитой глинистых сланцев и кремнистых пород с линзами известняков, содержащими нижнепермскую микрофауну.

Стратиграфическая схема, разработанная В. А. Ильиным, напоминает разрез смольнинской свиты Н. А. Беляевского: в обоих случаях в основании залегает толща основных эффузивов, выше — песчаники и глинистые сланцы, а на них — толща кремней, яшм, известняков.

Такое трехчленное движение нижней перми было принято в работе В. К. Елисеевой (1959) по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Приморья. Нижняя часть разреза была названа сандагоуской свитой (по р. Сандагоу, одной из составляющих р. Улахе), средняя — веснянской (бассейн р. Тудо-Ваку), верхняя — ходийской (бассейн р. Хор). Стратотипы свиты оказались очень удаленными друг от друга. В связи с этим в разрезе в качестве разновозрастных были помещены свиты, являющиеся фациальными аналогами и расположенные в различных структурно-фациальных зонах.

В бассейне р. Улахе себучарская свита была описана А. А. Асиповым, А. И. Бурдэ, В. И. Надежкиным, В. Н. Силантьевым, Ф. А. Пискуновым, И. П. Черныш и др. В бассейне р. Иман разрезы свиты изучали Л. А. Неволин и Ю. Н. Рахмахнин, а в бассейне р. Бикин — В. И. Надежкин и В. М. Чмырев. На юге, в верховье р. Улахе, себучарская свита описана А. М. Нехорошевым.

Описываемая свита согласно перекрывает удековскую. Нижняя граница соответствует подошве кремнисто-эффузивных образований. С вышележащей ариаднинской свитой себучарская связана постепенным переходом. Верхняя граница проводится по появлению в разрезе желтовато-серых туфогенных песчаников и резкому уменьшению количества и мощности прослоев кремнистых пород и порфиритов.

http://jurassic.ru/

Наиболее распространенными породами являются кремни и порфириты (спилиты). Реже встречаются алевролиты и алевритистые сланцы. Подчиненное значение имеют туфы порфиритов, глинистые сланцы, мелкозернистые песчаники, не выдержанные по простиранию горизонты и линзы известняков. В бассейне р. Иман в нижней части свиты преобладают порфириты, в верхней — кремнистые породы.

Порфириты представлены плагиоклазовыми и пироксеновыми разновидностями. В туфолавах обычны обломки кристаллов пироксенов, габброидных пород, порфиритов, в туфах — обломки алевролитов, плагиоклазов, фельзитов.

Спилиты нередко имеют миндалекаменную структуру. Миндалины (0,2—0,3 *мм*) выполнены хлоритом и халцедоном.

Кремнистые породы часто рассланцованы до кремнистых сланцев. Они имеют стеклянный блеск и раковистый излом, состоят из мельчайших зерен кварца. Яшмы желтые, зеленовато-серые, коричневые, сургучно-красные, состоят из криптокристаллического халцедона. Иногда в кремнях содержатся остатки радиолярий.

Алевролиты состоят из остроугольных, разной величины обломков (0,1—0,02 *мм*) кварца, плагиоклаза, фельзита с микрофельзитовой структурой. Цементирующая масса содержит большое количество пелитового материала.

Песчаники представлены в основном мелкозернистыми разностями. В их состав входят кварц, полевой шпат, обломочки фельзитов.

Известняки серые и светло-серые, раскристаллизованные. На выветрелых поверхностях нередко видны мелкие раковины фузулинид, остатки кораллов и криноидей. Однако при расшлифовке ввиду перекристаллизации известняков микрофауна обнаруживается редко и обычно плохой сохранности. Мелкие окатанные глыбы известняков встречаются в спилитах на правом берегу р. Сандо-Ваку, чуть ниже устья р. Большая Вангоу.

В. Н. Силантьев изучил и детально описал разрезы свиты по рекам Себучар, Сабайча и Быстрая. В качестве стратотипа он предложил разрез по правобережью р. Себучар, где выделено пять подсвит:

1. Темно-серые, черные глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями порфиритов, яшм, черных алевролитов, реже песчаников и линзами известняков с фораминиферами Ammodiscidae, *Schubertella* sp. aff. *simplex* Lange var. *ischimbajevica* Sul., *Ozawainella* sp. aff. *pararhomboides* Raus., *Fusulinella* ex gr. *subpulchra* Putz., *F.* ex gr. *pulchra* Raus. et Bel., *Triticites* aff. *parvulus* (Schellw.), указывающими, по заключению М. И. Сосниной, на верхний карбон — нижнюю пермь	150—220 *м*
2. Темно-серые и черные туфогенные алевролиты с редкими прослоями кремней, кремнисто-глинистых пород, порфиритов и их туфов	700—1300 „
3. Коричневые, зеленовато-серые, серо-зеленые и серые порфириты с прослоями и пачками алевролитов	1200 „
4. Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями порфиритов и реже кремней, алевролитов, песчаников	500 „
5. Красновато-коричневые и сургучно-красные яшмы, чередующиеся с порфиритами, реже встречаются прослои глинистых, кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов	350 „

В. Н. Силантьев отмечает невыдержанность всех членов разреза, за исключением слоя (5) по простиранию. Тем не менее Л. А. Неволин, изучавший себучарскую свиту в бассейнах рек Сандо-Ваку и Иман, указывает на преобладание в нижней части порфиритов (спиллитов), а в верхней кремнистых пород. Эту точку зрения разделяют Ю. Н. Размахнин, закартировавший свиту по р. Нижняя Синанча (левому притоку р. Иман).

Общая мощность свиты колеблется от 1000—1500 *м* (бассейн р. Иман) до 2000—3000 *м* (бассейн р. Себучар).

http://jurassic.ru/

В известняках себучарской свиты различными исследователями была обнаружена и собрана фауна преимущественно фораминифер.

В коллекции В. А. Ильина (сборы по р. Сандагоу) А. Д. Миклухо-Маклаем определены верхнекаменноугольные — нижнепермские формы: *Parafusulina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp., *Endothyra, Globivalvulina* sp., *Tuberitina* sp.

На правобережье р. Улахе близ с. Каменки среди кремнистых пород есть линза белых слабо глинистых известняков. Она в свою очередь содержит обломки органогенно-обломочных красных известняков. В глинистых известняках А. П. Никитиной определена нижнепермская фауна: *Pseudofusulina* cf. *kraffti* (Schellw. et Dyhrenf.), *Ps.* ex gr. *exigua* (Schellw. et Dyhrenf.), *Pseudofusulina* sp., *Schubertella* sp., *Plectogyra* sp., *Tetrataxis* sp., Textulariidae, Miliolidae. Из обломков красных известняков, переполненных обломками криноидей, мшанок и редких створок остракод, М. И. Сосниной определены: *Asteroarchaediscus* sp., *Asteroarchaediscus* sp., *Endothyra* sp., *Plectogyra* sp., *Bradyina* sp., *Tetrataxis* sp., *Millerella* sp., Textulariidae, (верхи нижнего — низы среднего карбона).

В верховье р. Удеко, левом притоке р. Улахе (сборы А. А. Асипова), А. П. Никитиной определена *Pseudofusulina* sp. Из линзы известняков у пос. Себучар (сборы В. Н. Силантьева) М. И. Сосниной определены: *Fusulinella* ex gr. *pulchra* Raus. et Bel., *Triticites* sp. (верхний карбон — нижняя пермь). Из горизонта известняков в пос. Вангоу-Поляна А. Ф. Калмыковым в 1947 г. были собраны остатки нижнепермских кораллов *Waagenophyllum* cf. *indicum* Waag. et Wentz. и др., В. Н. Силантьевым (1956 г.) и Л. А. Неволиным (1957 г.) там же была собрана верхнекаменноугольная — нижнепермская микрофауна (определение М. И. Сосниной): *Tuberitina* sp., *Tetrataxis* sp., *Endothyra, Fusulinella* sp., *Triticites* sp.

В брекчии севернее пос. Вахумбе (р. Иман) О. К. Чедия обнаружил остатки нижнепермских фораминифер (определение А. Д. Миклухо-Маклая): *Pseudofusulina* sp., *Parafusulina*(?) sp., *Verbeekina*(?) sp.

Судя по фауне, себучарская свита отвечает зоне Schwagerina sphaerica var. gigas, Acervoschwagerina indolasa; наличие же мощных эффузивных отложений сближает ее с дунайской свитой. Эти обстоятельства позволяют определить стратиграфическое положение рассматриваемой свиты на уровне указанной зоны и дунайского горизонта. Положение подошвы и кровли свиты приводится условное (см. табл. 7).

Под наименованием ариаднинской свиты в бассейнах рек Тудо-Ваку и Сандо-Ваку Н. А. Беляевским была выделена мощная толща терригенных образований и свита отнесена к карбону по залеганию в ядре Главного антиклинория.

Позднее Г. П. Вергунов, Г. П. Толмачев и Ю. Я. Громов отнесли к ариаднинской свите филлитовидные сланцы, аргиллиты и граувакковые песчаники бассейнов рек Нотто и Фудзина, фактически ей не синхронные. На основании находок Ю. Я. Громовым растительных остатков в бассейне р. Селенча, по заключению А. Н. Криштофовича, возраст свиты был определен как верхи девона — нижняя половина карбона.

В. К. Елисеева (1959) относила к ариаднинской свите толщу кварцевых и граувакковых песчаников, алевролитов, порфиритов кремнистых пород и известняков с нижнепермской фауной, развитых в верховьях р. Улахе — юго-западнее по простиранию той же толщи, в которых Ю. Я. Громовым была найдена флора.

Работы, проведенные позднее В. Н. Силантьевым, Ф. Т. Киневым, И. П. Макухиной, показали, что толща, выделенная Г. П. Вергуновым,

http://jurassic.ru/

Г. П. Толмачевым и Ю. Я. Громовым как ариаднинская свита, ничего общего не имеет с ариаднинской свитой, описанной Н. А. Беляевским. Частично это аналог тудовакской свиты, частично — аналог низов самаркинской свиты.

В. Н. Силантьев, проведя исследования в бассейне р. Тудо-Ваку, установил иное соотношение ариаднинской свиты с кремнисто-эффузивной смольнинской (себучарской) свитой, чем это представлял Н. А. Беляевский. Последний считал, что ариаднинская свита подстилает смольнинскую, тогда как в действительности она ее покрывает.

В настоящее время под термином ариаднинская свита понимается толща туфогенных алевритистых сланцев, филлитовидных глинистых сланцев, кварцевых и грауваккковых песчаников. В нижней части она содержит прослои и линзы кремнистых пород и порфиритов и линзы известняков, распространена в бассейнах рек Нотто, Тудо-Ваку, Сандо-Ваку и Иман, связана постепенным переходом с нижележащей себучарской свитой и несогласно перекрыта верхнепермскими отложениями.

Ариаднинская свита делится на три подсвиты: нижнюю кремнисто-песчаниковую, среднюю — сланцево-песчаниковую и верхнюю — сланцевую.

Разрез нижней подсвиты (под названием савиновской свиты) был описан В. Н. Силантьевым по правобережью р. Тудо-Ваку в окрестностях с. Савиновка. Подсвита связана постепенными переходами с нижележащей себучарской свитой. Переходный характер подсвиты заключается в том, что она содержит характерные породы себучарской свиты — порфириты, кремни, линзы известняков, наряду с глинистыми сланцами и туфогенными песчаниками, свойственными вышележащим подсвитам ариаднинской свиты. Нижняя граница подсвиты проводится по кровле мощных кремней себучарской свиты и по появлению характерных песчаников, верхняя (несколько условная) по исчезновению прослоев кремней и порфиритов.

Песчаники представляют собой серые средне- и крупнозернистые породы, приобретающие белесоватый оттенок и бурую кайму выветривания, часто содержащие обломки алевролитов. Выше по разрезу появляются серые массивные песчаники, еще выше — буровато-серые, туфогенные. Подобных песчаников нет среди пород улахинской серии.

Как указывает В. Н. Силантьев, в нижней части разреза мощностью 500—800 *м* преобладают песчаники, им подчинены редкие прослои и пачки темно-серых глинистых сланцев, кремнистых пород, порфиритов. Выше по разрезу количество глинистых сланцев постепенно увеличивается, и в верхах видимой части свиты они преобладают. Кремни и порфириты встречаются здесь чрезвычайно редко, образуя прослои мощностью до 5 *м*. Мощность этой части разреза 600 *м*, общая мощность подсвиты 1100—1400 *м*.

Средняя и верхняя подсвиты лучше всего обнажены на правом берегу р. Сандо-Ваку, ниже пос. Вангоу-Поляна, которые описаны Н. А. Беляевским (1949 и 1950 гг.), а позднее — Л. А. Неволиным (1961 и 1962 гг.). Подсвиты сложены алевритистыми и туфогенными сланцами, филлитовидными сланцами, туфогенными песчаниками и алевролитами.

Алевритистые туфогенные сланцы состоят из мельчайших обломочков кварца, полевых шпатов, эффузивов и хлорит-серицитового цемента. Филлитовидные сланцы представляют собой рассланцованные алевропелитовые породы, насыщенные чешуйками вторичного серицита, обусловливающего характерный «шелковистый» блеск на поверхностях сланцеватости. Таким же блеском обладают и песчанистые сланцы.

http://Jurassic.ru/

Туфогенные песчаники состоят из зерен кварца, калиевых полевых шпатов и плагиоклаза.

Разрез средней подсвиты следующий:

1. Туфогенные песчаники светло-серые, мелкозернистые с редкими линзами кремнистых пород	60 *м*
2. Алевритистые сланцы темно-серые	70 „
3. Светло-серые туфогенные песчаники, иногда с голубоватым оттенком	60 „
4. Алевритистые сланцы темно-серые, иногда голубовато-серые, окремненные с прослоями серого мелкозернистого туфогенного песчаника мощностью 0,3—0,5 *м* (редко больше)	160 „
5. Туфогенные песчаники голубовато-серые	60 „
6. Темно-серые алевритистые сланцы с маломощными горизонтами туфопесчаников	250 „

Мощность по разрезу 660 *м*.

Верхняя подсвита залегает на породах нижней и обнажается на правом берегу р. Сандо-Ваку, ниже устья р. Эльдо-Ваку. Разрез ее следующий:

1. Светло-серые окремненные алевролиты с прослоями песчаников	50 *м*
2. Темно-серые, тонкорассланцованные алевритистые сланцы	230 „
3. Серые мелкозернистые песчаники	70 „
4. Темно-серые алевролиты, как в слое 1	120 „
5. Серые филлитовидные сланцы с прослоями песчаников	150 „
6. Филлитовидные сланцы (без прослоев песчаников)	250 „
7. Туфогенные мелкозернистые песчаники	20 „
8. Голубовато-светло-серые грубо- и тонкорассланцованные песчано-алевритистые сланцы с горизонтами песчанистых сланцев, зеленовато-темно-серых, туфогенных мощностью до 20 *м*	250 „

Общая мощность подсвиты 1140 *м*.

Мощность ариаднинской свиты 2000—3000 *м*.

В бассейне р. Нотто (на правобережье р. Грязной) в песчаниках ариаднинской свиты В. Н. Силантьевым найдены отпечатки мшанок *Fenestella* sp., *Batostomella* sp. и *Polypora* sp. на левобережье р. Тудо-Ваку к западу от хутора Савиновского — отпечатки стеблей морской лилии из рода *Erisocrinus*. В алевролитах по ключу Золотому (правый приток р. Тудо-Ваку, ниже с. Ариадное) обнаружен растительный детрит.

К нижней перми ариаднинская свита отнесена на основании согласного залегания на себучарской свите и несогласного перекрытия предположительно верхнепермскими отложениями. Описанная свита, вероятно, является фациальным аналогом поспеловской свиты.

Прибрежная зона

В этой зоне условно к нижней перми относится пантовая свита. Кроме того, нижнепермский возраст имеют отдельные участки рифогенных известняков.

Пантовая свита кремнисто-спилитового состава выделена и описана С. А. Музылевым и А. И. Жамойдой (1955) по ключу Пантовому в окрестностях горы Зарод под названием свиты Пантового ключа. По данным этих исследователей, свита без видимого несогласия налегает на известняки горы Зарод. Позднее И. В. Трефиловой (1961 г.) был установлен тектонический контакт между известняками и рассматриваемой свитой. Более молодой возраст свиты косвенно устанавливается, во-первых, по спилитам, которые в отложениях свиты находятся в виде покровов, а нижележащие каменноугольные известняки прорываются ими, во-вторых, по наличию глыб известняков — отторженцев рифового массива, содержащих микрофауну всех отделов карбона и нижней перми (А. П. Никитина, 1962 г.).

http://jurassic.ru/

По С. А. Музылеву и А. И. Жамойде (1955), нижняя и средняя части разреза сложены спилитами и порфиритами, которым подчинены горизонты и прослои глинистых и кремнистых пород, алевролитов и песчаников. В верхней части преобладают туффитовые песчаники. Спилиты представляют собой зеленовато- и коричневато-серые породы, нередко миндалекаменной текстуры. Кремнистые породы окрашены в светлые тона. Туффитовые песчаники обычно грубозернистые, на 25% состоят из обломков основных эффузивов, алевролитов, кремней; цемент пеплово-пелитовый, базальный и выполнения пор.

Разрез свиты следующий:

1. Спилиты массивные и миндалекаменные	100—150 *м*
2. Кремнистые породы	10 „
3. Серые известняки	50 „
4. Кремнистые породы	10—15 „
5. Спилиты и плагиоклазовые порфириты	150 „
6. Кремнистые породы	4—5 „
7. Спилиты с прослоями туффитовых песчаников, линзой кремней и прослоем алевролитов	120 „
8. Кремнистые породы	30—35 „
9. Туффитовые песчаники, чередующиеся с темно-серыми алевролитами, кремнистыми алевролитами и спилитами	90 „
10. Светло-серые кремнистые сланцы	30 „
11. Глинистые сланцы, в кровле линза кремней (протяженностью в несколько десятков метров и мощностью 2—3 *м*). В линзе — обломки известняков с остатками мелких фузулинид плохой сохранности	15 „
12. Спилиты	25 „
13. Светло-коричневые полосчатые кремнистые породы	70 „
14. Средне- и мелкозернистые песчаники	250 „
15. Кремнистые породы	10 „
16. Песчаники, как в слое 14	5 „
17. Порфириты. Видимая мощность	30 „

Общая мощность 1000—1100 *м*.

Морфология известняковых тел не изучена. Как показали исследования А. П. Никитиной (1962 г.), различные тела известняков содержат разные по возрасту комплексы фораминифер — ранне-, средне-, позднекаменноугольные и раннепермские. Пантовая свита не может быть древнее нижней перми, как это считают М. И. Соснина, А. И. Жамойда, Р. И. Соколов, Н. С. Подгорная (1964).

По данным В. М. Велитченко, породы пантовой свиты слагают крупную антиклинальную структуру в бассейне р. Пфусунг, в окрестностях с. Щербаковка, согласно перекрывая песчаники мокрушинской свиты, что нельзя считать твердо доказанным. При этом, как и в стратотипе, нижняя половина свиты сложена спилитами, кремнистыми породами, туфогенными песчаниками и алевролитами; верхняя представлена преимущественно песчаниками туффитового состава, в кровле которых расположена пачка черных алевролитов, глинистых сланцев. Мощность 850 *м*.

По-видимому, к пантовой свите следует отнести отложения, занимающие небольшой участок побережья Японского моря, юго-восточнее пос. Ольга по пади Ротной.

Выше уже приводились соображения о том, что пантовая свита является более молодой относительно известняков горы Зарод. Верхние горизонты последних, как известно, захватывают низы нижней перми.

Рифогенная фация. В Прибрежной зоне расположены разобщенные массивы известняков, вытянутых цепочками северного—северо-восточного направления. Западная цепь довольно крупных массивов прослеживается от горы Ким в верховьях р. Фудзин через пос. Кавалерово до ключа Силинского. Другая цепь небольших выходов известна

http://jurassic.ru/

на правобережье р. Сибайгоу и по ключу Туянову (бассейн р. Тадуши). Восточная полоса крупных известняковых тел протягивается вдоль побережья Японского моря и в бассейнах рек Аввакумовка и Холувай по линии ключ Скалистый — гора Фудинов Камень — гора Белая — гора Зарод.

Биостратиграфические исследования по фораминиферам, начатые А. П. Никитиной (1963 г.) на горе Зарод, в последующие годы были значительно расширены. При изучении известняковых массивов Прибрежной зоны выяснилось, что и они обладают особенностями, присущими известнякам горы Зарод — набором разновозрастных комплексов микрофауны и рифовым происхождением. Однако не везде отмечается такой широкий возрастной диапазон, как на горе Зарод (нижний карбон — нижняя пермь). Встречаются массивы с фауной различных, более узких возрастных интервалов, но все они содержат нижнепермские комплексы фораминифер. Исследованиями М. И. Сосниной и А. П. Никитиной установлены два комплекса фораминифер, по которым выделены микрофаунистические зоны — нижняя Schwagerina sphaerica и Acervoschwagerina indolasa и верхняя Misellina claudiae и Cancellina primigena.

Известняковые массивы западной полосы сравнительно близко расположены один к другому. На правобережье р. Тадуши они располагаются на левом водоразделе р. Индолаза. Это горы Кавалерово и Ким и скала Арсеньева, отвесно обрывающая указанный водораздел к р. Тадуши. На левобережье известняки обнажаются в ключе Точильном (на южной окраине пос. Кавалерово) и в ключе Санькином (на северной окраине).

Известняки, по А. П. Никитиной (1964), представляют собой серые и темно-серые породы, пронизанные густой сетью тонких прожилков кальцита. Нередко известняки доломитизированы, иногда представлены оолитовыми или мергелистыми разностями. Нерастворимый остаток не превышает 3%.

В состав первого раннепермского микрофаунистического комплекса (зону Schwagerina sphaerica и Acervoschwagerina indolasa) входят фораминиферы *Schubertella kingi* Dunbar et Skinner, *Triticites* aff. *irregularis* (Schellw. et Dyhrenf.), *Tr. orreae* Sosn., *Pseudofusulina vulgaris* (Schellw. et Dyhrenf.), *P.* cf. *kraffti* (Schellw. et Dyhrenf.), *P.* cf. *fusiformis* (Schellw. et Dyhrenf.), *Acervoschwagerina indolasa* Sosn. и др. Эта зона установлена в известняках гор Ким, Кавалерово, Горелой, скалы Арсеньева, ключей Точильного и Санькиного.

Второй микрофаунистический комплекс ранней перми (зону Misellina claudiae и Cancellina primigena) составляют фораминиферы *Cancellina simplex* Ozawa, *C. primigena* (Hayden), *C.* cf. *orreae* Sosn. (msc), *Misellina* sp. и др. Они характеризуют отдельные участки известняков горы Кавалерово, ключей Точильного и Санькиного.

Отсутствие в известняках слоистости не позволяет определить их истинную мощность. Горизонтальные мощности участков, отнесенных к нижней перми, составляют: на горе Ким — 15 *м*, на горе Кавалерово — 500 *м*, по ключу Точильному — 70 *м*, по ключу Санькиному — 200—300 *м*. Видимая горизонтальная мощность нижней перми на горе Горелой 500 *м*, на скале Арсеньева — 700 *м*. Истинные мощности нижнепермских известняков, вероятно, достигают 200—300 *м*.

В бассейне р. Сибайгоу известен только один массив нижнепермского возраста, расположенный на правобережье. Он содержит фораминиферы *Pseudofusulina* ex gr. *guembeli complicata* Sakagami et

http://jurassic.ru/

Omata, *P.* aff. *vulgaris* (Schellw. et Dyhrenf.). Соотношения известняков с вмещающими породами не ясны.

В восточной полосе рифогенных массивов нижнепермский возраст частично имеют известняки горы Зарод, содержащие фауну кораллов, фораминифер и мшанок. По данным А. П. Никитиной, здесь имеются обе микрофаунистические зоны нижней перми.

Нижняя представлена видами *Schwagerina* cf. *sphaerica* var. *gigas* Scherb., *Pseudofusulina vulgaris* (Schellw. et Dyhrenf.) и *P. kraffti* (Schellw. et Dyhrenf.). В верхнюю входят *Cancellina simplex* Ozawa, *C. nipponica* Ozawa, *Misellina claudiae* Deprat. Кроме того, в верхней зоне имеются мшанки *Fenestella califera* Sch.-Nest., *F. subquadratopora* Sch.-Nest., *Polypora* cf. *variocellata* Nikif., *Polipora* sp. ex gr. *P. tuberculifera* Sch.-Nest., *P.* cf. *punctata* Sch.-Nest. и др. Общая мощность нижнепермских известняков горы Зарод 300—350 *м*.

Бикинская зона

В Бикинской зоне условно к нижней перми отнесена верхняя часть *самурской серии* (Б. Я. Черныш, 1966), развитая по хребту Самурскому и представленная песчаниками, филлитовидными глинистыми сланцами с линзами мраморизованных известняков. Мощность толщи 1400—2000 *м*. С более молодыми (нижнемеловыми) отложениями она соприкасается по тектоническому контакту.

В более северных районах Бикинской зоны (правобережье р. Бикин, водоразделы рек Уссури и Бейцуха Бикинская, Алчан и Култуха, районы Лермонтовки и разъезда Снарского) аналогом верхней части самурской серии является песчано-сланцевая толща, выделенная в 1963—1965 гг. Ф. Р. Лихтом и др.

В составе толщи принимают участие алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы и песчаники с прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых пород, туффитов, порфиритов и их туфов, с линзами известняков, содержащих остатки брахиопод, мшанок и криноидей.

Нормальный контакт песчано-сланцевой толщи с подстилающей толщей кремнисто-глинистых и кремнистых пород условно средне- и верхнекаменноугольного возраста. Ф. Р. Лихт обнаружил в 1964 г. в карьере на северной окраине горы Бикин и в горных выработках. Он наблюдал трансгрессивное перекрытие рассматриваемой толщи базальными слоями юрской култухинской свиты в районе разъезда Снарского.

Песчано-сланцевая толща имеет довольно однородный состав. В нижней части разреза преобладает псаммитовый, нередко туфогенный материал, в котором содержатся туфы и лавы среднего состава. Выше по разрезу ведущая роль переходит к алевропелитовому материалу. Песчаники образуют маломощные слои и пачки, к которым приурочены линзовидные прослои гравелитов и даже мелкогалечниковых конгломератов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород. В верхней части содержится примерно равное количество песчаников и алевропелитов. Мощность толщи 2500—3000 *м*.

В линзе известняков из верхней части толщи на левобережье р. Бейцуха (Бейцухэ) Ф. Р. Лихтом обнаружены остатки фораминифер, мшанок, брахиопод и криноидей. Из фораминифер А. П. Никитиной определены *Codonofusiella* aff. *golubinensis* Sosn., *Valvulinella* sp., *Nodosaria* sp. пермского, возможно, позднепермского возраста. Брахиоподы, определенные в разное время Б. К. Лихаревым, Г. В. Кот-

http://jurassic.ru/

ляр и Б. В. Кочиркевичем, представлены пермскими формами — *Alexania* cf. *gatiosa* Waag., *Spirifer* (*Neospirifer*?) sp., *Martinia* sp.

Учитывая результаты определения фауны, Ф. Р. Лихт высказывает предположение о принадлежности верхней части разреза к верхней перми.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

До недавнего времени основой деления верхнепермских отложений служила схема Д. Ф. Масленникова. В результате последующих работ (Н. А. Беляевский, В. К. Елисеева, Н. М. Органова и др.) она частично видоизменилась. Стратиграфическая схема, разработанная В. К. Елисеевой и М. И. Сосниной, принята в качестве рабочей схемы в 1956 г. на Межведомственном стратиграфическом совещании (Решения..., 1958). По этой схеме верхнепермские отложения Приморья разделены на четыре свиты (снизу): чандалазскую (песчано-известняковую), людянзинскую (песчано-сланцевую), калузинскую (песчано-туфо-эффузивную) и сицинскую (песчано-сланцевую, угленосную). Последующие геологосъемочные работы дали дополнительный материал, позволяющий существенно изменить приведенную выше схему. Б. И. Васильевым (1960 г.) в Западном Приморье была выделена осадочно-эффузивная барабашская свита. Позднее к барабашской свите он отнес и калузинскую (находкинско-калузинскую), выделенную Д. Ф. Масленниковым на п-ове Муравьева-Амурского, и эффузивы п-ова Дунай. Обобщая новые данные, он совместно с Ф. Р. Лихтом пришел к выводу об одновозрастности барабашской, находкинско-калузинской, чандалазской и сицинской свит (Васильев, Лихт, 1961).

В 1963—1964 гг. Н. Г. Мельник установил, что верхняя туфогенно-осадочная часть калузинской свиты на п-ове Муравьева-Амурского (барабашской свиты, по Б. И. Васильеву и А. И. Бурдэ) залегает несогласно на нижней эффузивной части и рвущих ее гранитах. В результате нижняя часть была выделена в самостоятельную владивостокскую свиту, а верхняя названа чандалазской по аналогии с одновозрастной свитой бассейна р. Сучан. Таким образом, эффузивная толща района Владивостока не является аналогом барабашской свиты. Имеются различия и в литологическом составе: во владивостокской свите преобладают лавы и отсутствуют известняки, тогда как в барабашской преобладают туфы и встречаются мощные горизонты и линзы известняков. В результате дополнительных сборов флоры было установлено, что владивостокская свита содержит своеобразный комплекс растительных остатков, являющийся, по заключению В. И. Бураго и Г. П. Радченко, промежуточным между раннепермским (поспеловским) и сицинским, характерным для второй половины поздней перми.

Аналоги владивостокской свиты были выявлены и в других местах, в частности в Даубихинской зоне, где также имеется эффузивная толща, на которой согласно залегает толща алевролитов, несогласно перекрытая угодинзинской (чандалазской) свитой.

В области палеозойской складчатости выделены три горизонта: владивостокский (нижняя часть нижнего подотдела), чандалазский (верхняя часть нижнего подотдела) и людянзинский (верхний подотдел верхней перми). Чандалазский горизонт разделен на две микрофаунистические зоны — Monodiexodina sutschanica внизу и Metadoliolina lepida вверху; людянзинский горизонт отвечает зоне Colaniella parva. Все горизонты разделены перерывами в осадконакоплении и несогласиями.

http://Jurassic.ru/

В Сихотэ-Алинской складчатой области в Главном антиклинории и синклинории четко обособляются толщи песчаников и алевролитов с *Colaniella parva*, являющиеся аналогом людянзинского горизонта; менее четко выделяются терригенные образования, сопоставляемые с чандалазским горизонтом. В Прибрежной зоне верхнепермский возраст имеют верхние части рифогенных известняковых массивов бассейна р. Тадуши; по микрофаунистическим комплексам эти части массивов синхронны чандалазскому горизонту.

Область палеозойской складчатости

Южно-Приморская, Даубихинская и Алчанская зоны, Западно-Приморская зона (Хасанская подзона), Ханкайский массив

Нижний подотдел верхней перми подразделяется на владивостокский и чандалазский горизонты.

Владивостокский горизонт

Владивостокский горизонт распространен в Южно-Приморской зоне на п-ове Муравьева-Амурского, в бассейне р. Шайга (левый приток р. Сучан) и предположительно в Даубихинской зоне.

Впервые эффузивы района г. Владивостока к перми отнес В. Ф. Головачев в 1930 г. Такого же мнения придерживался и Б. М. Штемпель (1936 г.), описавший их под названием эффузивной свиты. Позднее Д. Ф. Масленников (1948) предложил для этой свиты название находкинско-калузинской, включив в нее и толщу туфогенно-осадочных пород, развитую в районе мыса Калузина. Позднее туфо-эффузивные образования п-ова Муравьева-Амурского описывали ряд геологов под названием барабашской свиты (Б. И. Васильев, Ю. Б. Евланов, А. И. Бурдэ и др.), основанием чему послужило их литологическое сходство с эффузивной толщей бассейна р. Большой Монгугай.

В конце 1964 г. Н. Г. Мельником было установлено, что эффузивы района Владивостока несогласно перекрываются калузинской свитой и не являются аналогом барабашской свиты, а представляют собой самостоятельную свиту, для которой Н. Г. Мельником и Б. И. Васильевым было принято название владивостокской.

Владивостокская (барабашская, по А. И. Бурдэ) свита, по свидетельству А. И. Бурдэ (1961 г.), залегает со слабым угловым несогласием на поспеловской свите, что наблюдалось им в районе причала № 5 Владивостокского торгового порта, где в береговых обрывах бухты Золотой Рог при слабом наклоне пластов обеих свит (10—20°) видно несогласное (5—7°) налегание владивостокской свиты. Разрез свиты, по А. И. Бурдэ, следующий:

1. Туфобрекчии порфиритов темно-серых с фиолетовым оттенком, состоящие из вулканических бомб (0,2—1 *м*), роговообманковых порфиритов и их обломков	45 *м*
2. Порфириты зеленовато-серые и фиолетовые, роговообманковые, с прослоями туфогенно-осадочных пород	20 „
3. Туфы пелитовые и псаммитовые, пепловые, слоистые, с прослоями углистого сланца мощностью 0,5 *м*, состоящего из тонких углистых прослоев, переслоенных туффитом	30—50 „
4. Псефитовые туфы, состоящие из больших округлых бомб и обломков плагиоклаз-роговообманковых порфиритов, сцементированных плотным псаммитовым пепловым туфом. Окраска породы от грязно-зеленой до красновато-бурой	50 „
5. Роговообманковые порфириты, содержащие до 10% мелких вкрапленников хлоритизированной роговой обманки в интерсертальной основ-	

http://jurassic.ru/

ной массе. Последняя состоит из лейст плагиоклаза и редких мелких зерен роговой обманки или авгита и небольшого количества хлоритизированного стекловатого мезостазиса. В качестве акцессориев присутствует кварц, апатит и магнетит . . . . . 40 *м*

6. Туфы псаммитовые с лапиллями порфиритового состава, переходящие выше в плотную туфобрекчию . . . . . 60 „

7. Кварцевые порфиры зеленовато-серые, с редкими вкрапленниками кварца и роговой обманки в сильно измененной основной массе . . . 100 „

8. Туфы зеленовато-серые, псаммитовые, с лапиллями порфиритового и порфирового состава . . . . . 10 „

9. Кварцевые порфиры, аналогичные слою 5 . . . . . 100 „

10. Туфы псаммитовые с лапиллями, переслаивающиеся с тонкослоистыми и пелитовыми туфами . . . . . 70 „

11. Туфобрекчии зеленовато-серые, с прослоями пелитовых и псаммитовых туфов, с большим количеством лапиллей и обломков порфиритов, порфиров, реже розоватых фельзит-порфиров . . . . . 150 „

12. Кварцевые порфиры зеленовато-серые, сходные с горизонтами 5 и 7 . . . . . 60 „

13. Туфобрекчии и туфоконгломераты с линзовидными прослоями псаммитовых туфов . . . . . 100 „

14. Кварцевые порфиры зеленовато-серые, аналогичные предыдущим более 140 „

Мощность приведенного разреза 900 *м*.

Выше залегает толща белых лавобрекчий фельзитов и перекрывающих их фельзитов, фельзит-порфиров и плагиопорфиров. Отличием ее от нижней является более кислый состав, меньшее количество пирокластического материала, светлый цвет пород (в отличие от серо-зеленого, характерного для нижней толщи).

Рассматриваемая толща начинается горизонтом белых мелкообломочных лавобрекчий, состоящих из угловатых обломков фельзитов размером от 1—2 *мм* до 3—5 *см* (от 30 до 70%), сцементированных белой лавой фельзита. Среди этих пород имеются горизонты темно-зеленых афировых диабазов мощностью 3—5 *м*. Эта пачка мощностью около 100 *м* перекрывается белыми, желтоватыми, зеленоватыми и серыми фельзитами, фельзит-порфирами и плагиопорфирами, среди которых имеются прослои туфов и межформационные горизонты порфиритов. В этих породах местами хорошо выражена отдельность, напоминающая столбчатую.

Фельзиты и фельзит-порфиры представляют собой плотные светло-серые породы различных оттенков, иногда почти белые, чаще всего не содержащие вкрапленников.

Породы трещиноватые, по трещинам ожелезнены и имеют в обнажениях ржаво-бурый цвет. К северу от р. Вторая Речка горизонт белых лавобрекчий фельзитов выклинивается, а среди залегающих выше кислых эффузивов появляются прослои и пачки туфогенно-осадочных пород мощностью до 50—100 *м*. В алевролитах из этой пачки в железнодорожной выемке в 300 *м* южнее мыса Кузнецова найдены позднепермские (по заключению Г. В. Котляр) *Productus (Linoproductus) cancriniformis* Tschern., *Pr. (Linoproductus) ussuricus* Frcks, *Hustedia remota* var. *multiplicata* Lich. (in litt.), *Aviculopecten* sp. indet.

Первые находки флоры в породах владивостокской свиты были произведены Б. И. Васильевым, собравшим остатки позднепермских *Callipteris* aff. *congermana* Zal., *Brongniartites tenuinervis* Radcz. (В. К. Елисеева, Г. П. Радченко, 1964). В 1964 г. из этих отложений были сделаны большие сборы флоры В. И. Бураго. Из растительных остатков ею и Г. П. Радченко определены: *Lobatannularia lingulata* Halle, *Callipteris sahni* Zal., *Compsopteris tschirkovae* Zal., *Thinnfeldia paulovi* Zal., *Rhipidopsis angustilobata* Radcz., *Crassinervia iljinskiensis* Gorel., *Nephropsis* cf. *lampadiformis* Gorel., *Lepeophyllum* sp. и др. Г. П. Радченко относит растительный комплекс к первой

http://jurassic.ru/

половине поздней перми, считая его промежуточным между абрекской и сицинской флорами. Мощность пачки фельзитов, фельзит-порфиров и плагиопорфиров около 850 *м*.

Выше в разрезе по р. Первая Речка располагается пачка зеленовато-серых мелкообломочных лавобрекчий мандельштейновых порфиритов, выходы которых прослеживаются на запад на 230 *м*. Мощность этой пачки около 150 *м*. По простиранию она в обе стороны выклинивается, замещаясь фельзитами. Еще выше с размывом залегают туфогенные алевролиты.

Общая мощность владивостокской свиты около 1750 *м*.

В Дунайско-Сучанской подзоне, в бассейне р. Шайга, к владивостокскому горизонту условно относятся зеленые афировые порфириты и их туфы, сменяющиеся вверх по разрезу фельзитами, выше которых расположены слои аркозовых песчаников с сицинской флорой.

В Даубихинской зоне к самым низам верхней перми, судя по органическим остаткам, относятся некоторые толщи, распространенные в бассейнах рек Даубихе, Улахе и Веснянка. По всей вероятности, они принадлежат владивостокскому горизонту, хотя несколько отличны по литологическому составу от владивостокской свиты. В состав рассматриваемого горизонта входят туфогенно-осадочная и каменушинская толщи, выделенные и описанные А. И. Бураго, Ю. В. Барвинком и В. О. Соловьевым в среднем течении р. Даубихе.

Помимо указанных геологов, рассматриваемые отложения изучали Д. Ф. Масленников (1932—1933 гг.), Н. А. Беляевский в 1951 г., А. И. Бурдэ в 1953—1954 гг., Ю. Б. Евланов.

В средней части бассейна р. Даубихе близ с. Андреевка нижняя часть владивостокского горизонта — туфогенно-осадочная толща, по А. И. Бураго, имеет следующий разрез:

1. Песчаники туфогенные, средне- и крупнозернистые, перемежающиеся с гравелитами, мелкогалечными конгломератами и маломощными прослоями окремнелых пепловых туфов	90 *м*
2. Песчаники туфогенные, мелко- и среднезернистые, зеленовато-серые, переслаивающиеся с пепловыми окремнелыми туфами и диабазовыми порфиритами и более редкими пластами конгломератов	80 „
3. Порфириты диабазовые, псаммитовые туфы, туфобрекчии, перемежающиеся с туфогенными среднезернистыми песчаниками	50 „
4. Переслаивание, подобное пачке 2	25 „
5. Диабазовые порфириты, их туфы, туфобрекчии	50 „
6. Песчаники туфогенные, среднезернистые, светло-серые, зеленоватые	25 „
7. Конгломераты среднегалечные	40 „
8. Песчаники туфогенные, среднезернистые, серые, зеленовато-черные	45 „
9. Диабазовые порфириты зеленовато-серые	40 „
10. Песчаники туфогенные, среднезернистые, серые, зеленовато-серые	80 „
11. Конгломераты мелкогалечные	10 „

Суммарная мощность разреза 570—600 *м*.

В низах толщи по ключу Лагерному (левый приток р. Загорная) Ю. В. Барвинком был найден гониатит *Epygastrioceras orientala* Popov, который, по заключению Ю. Н. Попова, характеризует самые низы верхней перми, а на правом водоразделе р. Яблоновка в самой верхней части разреза были найдены *Camarophoria* sp. indet., *Spirifer* (*Pterospirifer*) sp., *Attenuatella orientalis* Kotl., in coll. (определения Г. В. Котляр).

Верхняя часть владивостокского горизонта представлена каменушинской толщей, согласно залегающей на туфолавах.

На водоразделе рек Яблоновка и Загорная Ю. В. Барвинок описал следующий разрез каменушинской толщи:

http://jurassic.ru/

1. Черные алевритовые песчаники . . . . . 50 *м*
2. Туфы среднего состава . . . . . 5 „
3. Черные алевролиты . . . . . 45 „
4. Туфы среднего состава . . . . . 5 „
5. Черные алевролиты . . . . . 50 „
6. Мелкозернистые песчаники . . . . . 45 „
7. Темно-серые тонкозернистые алевритовые песчаники . . . . . 75 „
8. Черные туфогенные алевролиты . . . . . 100 „

Суммарная мощность 380 *м*.

Выше залегает пачка алевролитов мощностью 400—450 *м*, представленная однородными черными, иногда туфогенными алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями полимиктовых песчаников.

Полная мощность каменушинской толщи 750—800 *м*.

В верхней части толщи близ с. Яблоновка собрана фауна *Aviculopecten* sp. indet., *Productus* (*Linoproductus*) aff. *ussuricus* Frcks, *Spirifer* sp. indet., *Hustedia* sp. indet., *Rhynchopora* sp. indet. пермского (по заключению Г. В. Котляр) возраста.

К владивостокскому горизонту, по-видимому, относится эффузивная толща, залегающая на восточных склонах хребта Восточный Синий. На левобережье р. Веснянка, по В. А. Бажанову, эта толща имеет следующее строение:

1. Порфириты грязно-зеленые, темно-зеленые, миндалекаменные с прослоями серых и темно-серых алевролитов и серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Видимая мощность прослоев колеблется от первых метров до 80—100 *м*.
2. Фельзиты желтовато-серые и светло-серые, с прослоями песчаников, аналогичных описанным в пачке 1. Видимая мощность пачки 800—1000 *м*.
3. Пачка, состоящая из чередующихся вышеописанных порфиритов, алевролитов и песчаников. Мощность отдельных прослоев измеряется первыми десятками метров, в отдельных случаях — первыми сотнями метров. Видимая мощность пачки 500—600 *м*.
4. Фельзиты, аналогичные описанным в пачке 2, с редкими маломощными прослоями серых и темно-серых алевролитов. Видимая мощность пачки 400—500 *м*.

Суммарная мощность толщи около 2500 *м*.

А. И. Бурдэ описан следующий разрез верхнепермских отложений бассейна р. Тяпигоу и прилегающего участка правобережья р. Улахе:

1. Зеленовато-темно-серые, плагиоклазовые, андезитовые и диабазовые порфириты, массивные, реже флюидальные и миндалекаменные, их туфы, лаво- и туфобрекчии; прослои туффитов и кремнисто-алевритистых сланцев . . . . . 2000—2500 *м*
2. Зеленовато-серые алевролиты и мелкозернистые песчаники, туффиты, прослои порфиритов и их туфов . . . . . 100—600 „
3. Порфириты и другие породы, как в слое 1 . . . . . 1000—1200 „

Эта часть разреза соответствует толще туфолав среднего течения р. Даубихе.

Выше лежит толща алевролитов и алевритистых песчаников мощностью 600—700 *м* с *Productus compositoornatus* Masl., *Pr. humboldti* Orb., *Hustedia remota* Eichw. Эта толща, описанная А. И. Бурдэ как березовская свита, по-видимому, соответствует каменушинской толще.

Восточнее с. Большие Ключи, по А. И. Бурдэ, в основании разреза алевролитовой толщи появляются мелко- и среднезернистые песчаники и туффиты с фауной брахиопод (200 *м*), местами переходящие выше в алевритистые песчаники и алевролиты с прослоями и линзами глинистых энкринитовых известняков (150—400 *м*). Отсюда С. И. Неволиной определены *Verbeecina* sp., *Productus mammatus* Keys., *Pr.* cf. *vladivostokensis* Frcks.

Учитывая широкое развитие порфиритов и их туфов, авторы статьи не исключают возможной принадлежности описанных толщ к владивостокскому горизонту.

http://jurassic.ru/

Чандалазский горизонт

Среди верхнепермских отложений чандалазский горизонт имеет наибольшее распространение. Он развит в Южно-Приморской, Западно-Приморской, Даубихинской и Алчанской зонах, а также на Ханкайском массиве. Этот горизонт представлен тремя фациями — туфо-эффузивной, туфогенно-осадочной и терригенно-карбонатной. В Западно-Приморской зоне и на Ханкайском массиве развита в основном туфо-эффузивная фация, в Южно-Приморской и Даубихинской — все три. В ряде мест (п-ов Трудный, бассейн р. Сучан и др.) наблюдается чередование фаций на сравнительно небольшой территории (несколько квадратных километров).

Чандалазский горизонт с размывом залегает на подстилающих породах. В свою очередь он трансгрессивно перекрывается людянзинским горизонтом, что установлено в бассейне р. Сучан (Б. Д. Чемерис, 1965 г.) и в Сандагоу-Окраинской подзоне (В. Н. Силантьев). Фауна, определенная из рассматриваемого горизонта, весьма многочисленна и разнообразна. Наиболее полно она изучена и систематизирована Д. Ф. Масленниковым (1950 г.). В приведенном им списке, включающем 237 форм, основное значение имеют брахиоподы, насчитывающие 145 видов. Кроме того, присутствуют пелециподы, гастроподы, кораллы, фораминиферы, мшанки и трилобиты. Состав фауны связан с литологией вмещающих пород. В известняках чаще всего встречаются кораллы, фораминиферы и брахиоподы, в сланцах — пелециподы, гастроподы и мшанки, в туфах — брахиоподы и мшанки.

Значительное количество (около 45%) определенных форм являются новыми видами и разновидностями, что, по мнению Д. Ф. Масленникова, свидетельствует не только о недостаточной изученности пермских фаун Азии, но и о значительном своеобразии пермской фауны Приморья, связанном с интенсивным видообразованием.

Для определения возраста чандалазского горизонта решающую роль играет наличие в составе фауны высокоспециализированных групп фузулинид типа *Monodiexodina* и *Metadoliolina*, характерных только для нижнего подотдела верхней перми.

Среди позднепермских флор Г. П. Радченко выделены: сицинский флористический комплекс и комплекс растительных остатков с островов Дурнова и Гильдебрандта из барабашской свиты. Как отмечает Г. П. Радченко, сицинский комплекс очень разнообразен и имеет смешанный характер. Значительную роль в нем играют птеридоспермы. Из 49 видов 9 форм, или 18%, характерны для пермской катазиатской флоры Китая и Кореи (свита Верхняя Шихэцзы Китая и ее аналоги в Корее). В целом же в составе сицинской флоры преобладают формы тунгусского типа (27 видов, или 55%).

Комплекс растений с островов Дурнова, Гильдебрандта и п-ова Муравьева-Амурского, напротив, характеризуется преобладанием китайских и корейских элементов (около 16 видов, или 50%). Количество тунгусских элементов невелико (8 видов, или 22%), а сопоставляющихся с Кузбассом форм всего три.

В то же время этот комплекс имеет значительное количество (17 форм, или 48%) форм, общих с сицинским комплексом. Это обстоятельство Г. П. Радченко считает возможным трактовать двояко: либо эти флоры одновозрастны, но существовали в разобщенных ареолах, либо сучанская флора моложе барабашской и катазиатские элементы являются в ней реликтовыми.

http://jurassic.ru/

В Южно-Приморской зоне чандалазский горизонт развит на п-ове Муравьева-Амурского, в бассейнах рек Майхе и Цимухе, на п-ове Трудном и в бассейне р. Сучан.

Как указывает Н. Г. Мельник (1964 г.), чандалазская свита залегает как на владивостокской свите, так и на прорывающих ее гранитах (в районе г. Артема и на левобережье р. Черная Речка). Трансгрессивное залегание чандалазской свиты на владивостокской Н. Г. Мельник наблюдал на водоразделе рек Тавайза и Лянчихе. На этом участке горизонт туфогенных конгломератов, залегающий в основании чандалазской свиты мощностью 170—180 *м*, перекрывает кислые эффузивы владивостокской свиты и содержит в своем составе валуны подстилающих пород до 30 *см* в поперечнике. Вверх по разрезу размеры и количество валунов уменьшаются. На левобережье р. Лянчихе туфоконгломераты залегают на нижних горизонтах владивостокской свиты.

На полуострове Муравьева-Амурского породы этого горизонта в последнее время принято именовать чандалазской свитой *.

Чандалазская свита сложена грубообломочными пирокластическими и песчано-глинистыми породами с линзами известняков. Перечисленные отложения замещают друг друга по простиранию.

В основании свиты залегает пачка валунно-галечниковых конгломератов, местами замещенных туфогенными дресвяниками. Валуны и галька состоят в основном из гранитов и эффузивов, мощность пачки изменяется от нескольких метров до 300 *м*. Выше расположена пачка характерных светло-серых, в свежем состоянии почти белых средне- и крупнозернистых кварцитовидных сливных песчаников, содержащих пустоты и трещины, выполненные лимонитом, в связи с чем в обнажениях породы желтовато-бурые. В песчаниках часто встречается обугленный растительный детрит, реже остатки растений плохой сохранности. Мощность пачки крайне непостоянна — от 20—30 до 200—300 *м*. Прослои таких же песчаников встречаются и выше по разрезу.

Верхняя часть толщи сложена осадочными и туфогенными породами (песчаники, алевролиты, туфы, туффиты). Н. Г. Мельник (1964 г.) приводит следующий разрез чандалазской свиты, составленный на водоразделе рек Лянчихе, Тавайза, Озерный Ключ:

1. Конгломераты, состоящие из крупных галек, эффузивов, сцементированных туфогенным песчаником	170—180 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, желтовато-серые и темно-серые, туфогенные	110 „
3. Песчаники туфогенные, состоящие из зерен эффузивов кислого состава. Прослои и линзы углистых аргиллитов	25—45 „
4. Песчаники мелкозернистые, темно-серые, туфогенные	5—10 „
5. Конгломераты разногалечниковые	25—30 „
6. Алевролиты темно-серые, с редкими прослоями мелкозернистых туфогенных песчаников	40—50 „
7. Песчаники мелкозернистые, серые, туфогенные, с редкими гальками туфов	15—20 „
8. Песчаники зеленовато-серые, туфогенные, состоящие из зерен порфиритов	10—15 „
9. Порфириты темно-серые, полевошпатовые	15 „
10. Фельзит-порфиры серые и желтовато-серые	10 „
11. Песчаники зеленовато-серые, туфогенные, состоящие из зерен порфиритов	250—300 „

Общая мощность 675—745 *м*.

Н. Г. Мельник считает, что близ Артемовской интрузии распространены несколько иные фации чандалазской свиты. В районе Майхинского зверосовхоза на гранодиоритах лежат туфобрекчии и аркозо-

* Ранее их называли калузинской свитой, но в состав последней включали и эффузивы, выделенные в настоящее время в самостоятельную владивостокскую свиту.

http://jurassic.ru/

вые песчаники, выше по разрезу сменяющиеся кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами и пропластками каменных углей (0,2—0,3 *м*). Видимая мощность свиты на этом участке 880 *м*.

В бухте Тавайза и в долине р. Лянчихе среди описываемой свиты имеются линзы известняков мощностью до 200 *м*, из которых, начиная с 1888 г., различные исследователи собирали остатки ископаемой фауны. Неполный список ее таков: *Camarophoria margaritowi* Tsch., *Terebratuloidea depressa* Waag., *Derbya* cf. *grandis* Waag., *Productus (Dictyoclostus) moelleri* Stuck., *Pr. cora* Orb., *Pr. cora* var. *lineata* Waag., *Pr. curvirostris* Schellw., *Pr. leplayi* Vern., *Pr. wallacei* Derby, *Pr. weyprechti* Toula, *Spirifer fasciger* Keys., *Sp. striatus* Waag. (non Martin), *Sp. (Pterospirifer) alatiformis* Kotl. (in litt.), *Spiriferella rajah* Salt., *Sp. saranaeformis* Frcks, *Rhinchopora nikitini* Tsch. (определения Д. Ф. Масленникова и Г. В. Котляр).

В бассейне р. Лянчихе по ключу Тофовскому И. В. Бурий (1963а) собрал *Kolymia* cf. *inoceramiformis* Lich. и *K.* cf. *pterinaeformis* Popov (определения Ю. Н. Попова).

В северо-восточной части Муравьевского антиклинория в бассейне р. Майхе, по данным Н. Г. Мельника, В. В. Медведева и др., чандалазская свита представлена двумя фациями — известняково-песчаниковой и туфо-эффузивной.

Известняково-песчаниковая фация, описанная В. В. Куликовым под названием чандалазской и людянзинской свит, имеет ограниченное распространение. Она представлена конгломератами, известковистыми песчаниками и алевролитами с линзами известняков, содержащих обильную фауну кораллов, мшанок, брахиопод, пелеципод, гастропод и фораминифер чандалазского типа. Мощность 200—300 *м*.

В. К. Елисеевой (1962 г.) описан следующий разрез, составленный по правому берегу р. Майхе у горы Ванган:

1. Серые фельзит-порфиры, голубовато-серые, зеленовато-серые и зеленые туфы кварцевых порфиров и плагиопорфиров, лавобрекчии и туфоконгломераты . . . . . 150 *м*

2. Зеленовато-серые и серые конгломераты, состоящие из хорошо окатанных галек (2—4 *см*) и реже валунов (40 *см*) алевролитов, кремнистых пород, порфиритов, фельзитов; кварца и гранитов и цемента, представленного грубозернистыми полимиктовыми песчаниками. Гальки составляют 60—70% породы. В цементе встречены брахиоподы . . . 7—11 „

3. Серые и темно-серые известняки, переслаивающиеся с серыми мелко- и среднезернистыми, иногда известняковыми, полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами. В песчаниках и алевролитах иногда отмечается заметное количество углистого материала и спикулы губок. В известняках в разное время различными исследователями (Д. Ф. Масленниковым, В. В. Куликовым, М. И. Сосниной, А. С. Зинченко, Л. И. Доценко, Г. В. Котляр и др.) собиралась фауна. Брахиоподы, по определениям Д. Ф. Масленникова, Б. К. Лихарева и М. В. Куликова, представлены *Aulosteges netschaiewi* (Lich.), *Rhynchopora nikitini* Tsch., *Camarophoria margaritowi* Tsch., *C. pardoni* Dav., *Enteletes* cf. *tschernyschewi* Dien., *Productus ussuricus* Frcks, *Pr. humboldti* Orb., *Pr. wallacey* Derby, *Pr. genuinus* Dien., *Pr. cora* Orb., *Pr. orientalis* Masl., *Pr. (Avonia) curvirostalis* Schellw., *Hustedia remota* Eichw., *Richthofenia lawrenciana* Dav., *Spiriferina cristata* (Schloth.), *Spiriferella litha* Frcks, *Leptodus nobilis* (Waag.) и др. М. И. Сосниной определены следующие фораминиферы: *Wanganella* sp., *Pachyphloia* sp., *Frondicularia* sp., Langenidae, *Valvulinella* sp., *Spiroplectammina* sp., Textulariidae, Miliolidae и др. Встречаются мшанки . . . . . 250—300 „

4. Темно-серые тонкорассланцованные алевролиты, иногда песчаники; темно-серые мелко- и среднезернистые полевошпат-кварцевые песчаники, серые разнозернистые полимиктовые песчаники и гравелиты . . 600—800 „

Общая мощность разреза чандалазского горизонта на горе Ванган 1000—1250 *м*.

http://jurassic.ru/

Туфо-эффузивная фация (калузинская свита, по Д. Ф. Масленникову и В. В. Куликову) развита значительно шире. В ее составе преобладают туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, порфириты и кварцевые порфиры общей мощностью 300—400 *м*. В бассейне р. Пейшула Л. П. Ботылевой описан следующий разрез:

1. Песчаники грубозернистые, зеленовато-серые	50 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, темно-серые	7 „
3. Лавобрекчии; обломочный материал сложен хорошо окатанной галькой, гравием, обломками зеленовато-серых эффузивов и кварца, сцементированных скрытокристаллической зеленовато-серой массой	4 „
4. Порфириты зеленовато-серые, с порфировыми выделениями плагиоклаза и амфибола	15 „
5. Кварцевые порфиры желтовато-серые, с порфировыми выделениями кварца, полевого шпата и сильно измененного амфибола	10 „
6. Песчаники мелкозернистые, светло-серые	10 „
7. Песчаники и гравелиты, незакономерно сменяющие друг друга и содержащие включения гальки. В верхней части толщи содержатся прослойки желтовато-зеленого туфогенного песчаника, тонкозернистого, с линзами слоистого темно-серого и красновато-черного аргиллита, сильно перемятого, содержащего примазки обуглившихся растительных остатков	20 „
8. Песчаники мелко- и тонкозернистые, желтовато-зеленые, туфогенные	1 „
9. Алевролиты темно-серые до черных, в верхней части слоя зеленовато-серые	7 „
10. Туфогенные алевролиты слоистые	80 „

Суммарная мощность разреза около 200 *м*.

Н. А. Беляевским эти отложения были описаны под названием находкинской свиты. В верхней части свиты среди туфогенных песчаников и алевролитов в ряде мест встречаются прослои углистых сланцев и каменного угля мощностью до 0,2 *м*. В бассейне р. Супутинка близ горно-таежной станции из этих отложений, по данным Н. А. Беляевского, были определены: *Iniopteris* cf. *sphenopteroides* Radcz., *Supaia sahnii* (Zal.) Radcz., *Comia* sp., *Sitzia* sp., *Lepeophyllum* cf. *actaenelloides* (Gein) Radcz. По мнению Г. П. Радченко, эта флора относится к сицинскому комплексу.

В Дунайско-Сучанской подзоне чандалазский горизонт представлен чандалазской и сицинской свитами, фациально замещающими друг друга.

Многочисленные остатки брахиопод, фораминифер, мшанок, кораллов и других организмов, сосредоточенные преимущественно в известняковых массивах и изучавшиеся Д. Ф. Масленниковым, М. И. Сосниной, Б. К. Лихаревым, Г. В. Котляр и др., свидетельствуют о принадлежности толщи к нижнему подотделу верхней перми. В районе г. Находки, горы Чертов Утес и на других участках бассейна р. Сучан чандалазская свита несогласно залегает на гранитах.

В южной части п-ова Трудного Б. И. Васильев относит к чандалазскому горизонту толщу туфобрекчий, туфоконгломератов, туфогенных известковистых песчаников с линзами известняков.

Основание толщи обнаружено в бухте Чадоуджа, где на гранитах и гранофирах залегают грязно-зеленые и зеленовато-желтые грубообломочные туфоконгломераты и туфобрекчии, состоящие из гальки и щебня гранитов, фельзитов, аргиллитов и различных порфиритов (очевидно, дунайской свиты), сцементированных грубопсаммитовым литокристаллокластическим туфом среднего состава. В цементе присутствует гранитная дресва. Мощность базального горизонта 3—7 *м*.

Выше залегают зеленовато-желтые псаммитовые туфы и туфопесчаники, переслаивающиеся с темно-серыми туфогенными алевролитами. Мощность пачки около 150 *м*. На этой пачке лежит пачка известняков и известковистых песчаников с прослоями темно-серых алевролитов и туфобрекчий, развитая между мысами Попова и Средним. В ее составе

http://jurassic.ru/

преобладают светло-серые, иногда почти белые массивные мелкокристаллические пелитоморфные известняки, слагающие пласты мощностью от 0,1 до 3,5 *м*. Несколько реже встречаются переслаивающиеся с ними темно-серые битуминозные известняки, издающие при ударе запах сероводорода. В известняках содержится большое количество брахиопод, пелеципод, мшанок, кораллов. Особенно много фауны в темно-серых известняках. На этом участке фауна неоднократно собиралась Д. Ф. Масленниковым, М. И. Сосниной и Н. М. Органовой, но пока определена лишь небольшая ее часть (сборы Д. Ф. Масленникова с мыса Попова), а именно: брахиоподы — *Lyttonia mira* Frcks, *Productus mammatus* Keys., *P. ussuricus* Frcks, *P. weyprechti* Toula, *P. sinosus* Hueng., *P. juresanensis* Tsch., *Spirifer fasciger* Keys., *Spiriferella rajah* Salt., мшанки — *Fenestella* cf. *micuella* Morr., *F. tenuiseptata* Schul.-Nest., гастроподы — *Pleurotomaria* sp.

На восточном побережье бухты Чагабур, в 0,5 *км* северо-западнее мыса Попова, в серых песчанистых известняках Б. И. Васильевым собраны пелециподы, определенные М. В. Куликовым как *Pseudomyalina* sp. indet. Среди известняков в виде отдельных прослоев (0,2—0,3 *м*) и пачек мощностью до 40 *м* залегают черные углистые алевролиты и серые мелкозернистые известковистые песчаники с редкими маломощными прослоями (5—10 *см*) гравелитов и аркозовых грубозернистых песчаников. Линзы таких же песчаников встречаются и среди известняков. Северо-восточнее на простирании пород этой пачки количество известняков резко уменьшается и главную роль играют песчанистые алевролиты, зеленовато-серые пелитовые и псаммитовые туфы, туфосланцы и туфопесчаники. Реже наблюдаются мелкозернистые алевритистые песчаники. Среди этих пород очень часто встречаются горизонты зеленых туфоконгломератов. В 0,8 *км* севернее бухты Читауза и на горе Острой залегают две линзы серых пелитоморфных известняков мощностью 50—100 *м*, в которых содержится большое количество брахиопод, кораллов и мшанок, аналогичных встреченным на мысе Попова. Мощность пачки 450 *м*. Общая мощность чандалазской свиты 350—600 *м*.

Из известняков севернее бухты Читуай Д. Ф. Масленниковым определены: *Parallelodon* sp., *Oxytoma ovatum* Waag., *Pugnax utah* Orb., *Athyris* sp., *Pleurotomaria* sp. Кроме того, отсюда же М. И. Сосниной определены фораминиферы из семейства Lagenidae, а из сборов Б. И. Васильева М. В. Куликов и М. И. Соснина определили: Miliolidae, *Nodosaria* sp. nov., *Geinitzina, Lasiodiscus* sp., *Patella* sp. indet., *Productus (Alexenia) gratiosus* Waag., *P. (Avonia) wallacianus* Derby., *P.* (*Waagenoconcha*) cf. *irginae* Stuck. var. *pseudoirginae* Ruang., *Aulosteges* sp. indet. В районе горы Острой из известняков М. И. Сосниной определены: Lagenidae, *Pachyphloia*, а несколько севернее на водоразделе пади Томидон и бухты Читуай из алевролито-глинистых сланцев Д. Ф. Масленников определил *Dentalium* cf. *priscus* Eichw.

К северо-востоку от п-ова Трудного толща имеет пестрый литологический состав, причем содержание туфогенного материала постепенно уменьшается. Толща протягивается полосой от оз. Соленого до горы Чертов Утес и далее в бассейн р. Сучан. В низах разреза развиты известняки, залегающие в виде линз мощностью 50—500 *м*, вытянутые двумя цепочками от горы Чертов Утес до оз. Гнилого и от верховьев ключа Кожелевского до верховьев пади Огуречной. Длина линз от 100 до 800 *м*. По простиранию известняки замещаются известковистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, часто туфогенными,

http://jurassic.ru/

а в ряде мест чередуются с темно-серыми кремнистыми аргиллитами и белыми фельзитами. В известняках содержится большое количество брахиопод, пелеципод, кораллов, мшанок и фораминифер, аналогичных встреченным в южной части п-ова Трудного. Эта пачка соответствует пачке пород, развитых в районе мыса Попова. Выше залегают в основном зеленовато-серые алевролиты и серые слюдистые песчаники. В этой пачке также имеются линзы конгломератов, а на отдельных участках четко проявлена туфогенность. В целом содержание туфогенного материала с юго-запада на северо-восток резко уменьшается.

На увале между озерами Лебединым и Соленым в чередовании с туфогенными породами, содержащими типичный для чандалазской свиты комплекс фауны, встречаются континентальные отложения: аркозовые песчаники, конгломераты, углистые алевролиты и углистые сланцы, в которых собран богатый комплекс ископаемой флоры. Из туфопесчаников здесь определены: *Spirifer* (*Licharewia* ?) sp. indet., *Rhynchopora* sp. indet., *Astartia permocarbonica* Tsch., *Blanfordinia ovatum* Waag., *Deltopecten hiemalis* Salt.

Флора из этого же обнажения представлена следующими формами: *Sphenopteris vassiljevii* Radcz., *Pecopteris pseudotajmyrensis* Radcz., *Zamiopteris* aff. *tajluganensis* Gorel., *Noeggerathiopsis chachlovii* Gorel. По заключению определявшего флору Г. П. Радченко, эта флора характерна для наиболее высоких горизонтов верхней перми. К северу от оз. Лебединого континентальные отложения также в чередовании с морскими туфогенными прослеживаются до верховьев левой составляющей пади Широкой, к северу от которой они фациально замещаются морскими осадками.

В бассейне р. Сучан Ф. Р. Лихт приводит следующий сводный разрез верхней перми:

1. Базальные слои и нижняя часть разреза представлены конгломератами от мелкогалечниковых до валунных, залегающими на гранитах и местами габброидах. Иногда конгломераты фациально замещаются гравелитами, аркозовыми песчаниками и даже дресвянистыми алевролитами. Цемент чаще всего туфовый . . . . . 50 *м*

2. Выше залегают песчаники, чередующиеся с алевролитами, углистыми сланцами с флорой, аргиллитами и различными туфами и линзами известняков, содержащих обильную фауну. Среди отложений этой части разреза значительный объем занимают туфогенные и эффузивные породы, в некоторых случаях фациально замещающие почти весь разрез верхней перми. Как правило, это туфы и эффузивы среднего состава. Кислые разности (кварцевые порфиры и фельзиты) находятся в резко подчиненном количестве . . . . . 200—750 „

3. Верхняя часть разреза почти не отличается от нижней. Она сложена конгломератами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, углистыми и глинистыми сланцами и туфо-эффузивными породами. Некоторым отличием может служить отсутствие известняков и плитчатых сланцев, а также меньший разрез обломочного материала в конгломератах. Самая верхняя часть пачки — преимущественно алевролиты и глинистые сланцы, в меньшей степени песчаники и туфо-эффузивные породы . . . . . 150—200 „

Суммарная мощность разреза 400—600 *м*, иногда достигает 800—1000 *м*.

В известняках, туфах и углистых сланцах содержится большое количество фауны и флоры, указанных в табл. 8.

Наиболее характерным является послойный разрез чандалазского горизонта в бассейне р. Сучан, составленный Б. И. Васильевым по скальным выходам горы Сестра.

1. Конгломераты ржаво-желтые, с различно окатанными валунами и галькой гранитов, песчаников, кварцевых порфиритов, фельзитов и туфобрекчий . . . . . 80—90 *м*
2. Туфы псаммитовые, серые, грязно-зеленые . . . . . 3 „
3. Порфириты плагиоклазовые, серо-зеленые, сильно передробленные 5 „

http://jurassic.ru/

4. Песчаники туфогенные, серые, светло-серые, кварцитовидные, разнозернистые, с преобладанием грубозернистой фракции, полимиктовые . . 2—4 *м*
5. Туфы псаммитовые, серые, грязно-зеленоватые, аналогичные слою 2 5 „
6. Конгломераты, состоящие из валунов и гальки порфиритового и гранитного состава . . . . . 6 „
7. Кварцевые порфиры зеленовато-серые . . . . . 5 „
8. Конгломераты галечниковые, с линзовидными прослоями зеленовато-серого разнозернистого туфопесчаника и линзовидными блоками серых мелкозернистых углистых песчаников. В конгломератах встречена галька туфов . . . . . 12 „
9. Фельзит-порфиры голубовато-серые, ороговикованные . . . . . 20 „
10. Конгломераты галечниковые с галькой гранитов и кварцевых порфиров. Цемент — зеленовато-желтый разнозернистый песчаник . . . 1 „
11. Конгломераты валунно-галечниковые. Валуны и галька представлены розовато-серыми кварцевыми порфирами, голубовато-серыми и розовато-серыми фельзитами и фельзит-порфирами, туфами, порфиритами, песчаниками, гранит-порфирами. Цемент конгломератов — разнозернистые светло-серые, аркозовые песчаники. Среди конгломератов имеются прослои (0,2—0,3 *м*) светло-серого, в выветрелом состоянии желтого мелкозернистого песчаника и гнездовидные включения темно-серого туфа . . . . 45 „
12. Песчаники зеленовато-серые, туфогенные, мелкозернистые . . 1,5 „
13. Песчаники светло-серые, с бурыми потеками и полосами ожелезнения по трещинам, разнозернистые (с преобладанием крупнозернистой фракции), полимиктовые. Содержат два прослоя черных углистых сланцев мощностью 10—30 *см* . . . . . 3 „
14. Песчаники светло-серые, разнозернистые (с преобладанием среднезернистой фракции), с редким гравием, существенно кварцевые, со значительным содержанием зерен кислого плагиоклаза и обломков эффузивных пород средней окатанности . . . . . 5,5 „
15. Конгломераты ржаво-желтые, местами красно-бурые от ожелезнения. В составе гальки и валунов преобладают розовато-серые среднезернистые биотитовые граниты. Цемент — аркозовый дресвяник. В 100 *м* от мыса Сучан среди конгломератов залегает линза темно-серого псефито-псаммитового туфа кварцевых порфиров длиной 40 *м*, мощностью 15 *м* 50 „
16. Далее по разрезу (к северо-западу от линзы туфов) конгломераты постепенно сменяются светло-серыми, разнозернистыми, гравелистыми, аркозовыми песчаниками, в которых встречаются сначала единичные округлые стяжения, а ближе к р. Сучан — линзовидные прослои светло-серого пелитоморфного известняка . . . . . 80—85 „
17. К северу от мыса Сучан песчаники сменяются известняками, которые слагают мощную крутопадающую (65°) линзу (гора Сестра). Максимальная мощность ее . . . . . 280—320 „

Общая мощность описанных отложений 630—640 *м*.

В известняках встречаются остатки крупных фораминифер, колонии кораллов, раковины продуктид, спириферид и других брахиопод, характерных для чандалазского горизонта.

Пресноводно-континентальная фация чандалазской свиты известна в геологической литературе под названием сицинской свиты (Масленников, 1948; Васильев, Лихт, 1961; Елисеева, Радченко, 1964 и др.). Она установлена в бассейне р. Сучан, по р. Малая Сица, у разъезда Красноармейского, близ горы Сенькина Шапка, на южной окраине г. Сучан и в других местах. Д. Ф. Масленников, выделивший сицинскую свиту, предполагал, что она сложена исключительно осадочными породами. В. К. Елисеева (1960 г.) установила наличие и преобладание в свите вулканогенных пород, описав у разъезда Красноармейского следующий разрез:

1. Зеленовато-желтые кристаллокластические, витрокристаллокластические и литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров, туфолавы фельзит-порфиров и туфоконгломераты с редкими пачками и прослоями углистых алевролитов . . . . . 210 *м*
2. Переслаивание темно-серых крупно- и мелкозернистых алевролитов и среднезернистых до мелкозернистых песчаников, которым подчинены маломощные прослои литокристаллокластических туфов . . . . . 22 „
3. Темно-серые рассланцованные алевролиты, переслаивающиеся с серыми средне- и крупнозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками . . 34 „

Неполная мощность свиты достигает 266 *м*.

https://jurassic.ru/

Свита охарактеризована богатым растительным комплексом, насчитывающим 60 видов (Елисеева и Радченко, 1964). Из них характерными являются: *Koretrophyllites pseudodeliquescens* Radcz., *Annularia* (?) *jerunakovensis* Neub., *Paracalamites communis* Gorel., *Prynadaeopteris anthriscifolia* (Goepp.) Radcz., *Pecopteris unita* Brongn., *P. orientalis* (Schenk) Potonie, *P. anderssonii* Halle, *P. arcuata* Halle, *P. compta* Radcz., *P. tajmyrensis* Schved., *P. minuta* Radcz., *P. sutchanica* Radcz., *Odontopteris ussuriensis* Zal., *Callipteris congermana* Zal., *C. sahnii* Zal., *C. orientalis* Zal., *C.* aff. *uralensis* Zal., *C. zalesskyi* Radcz., *Protoblechnum tenuinervis* Radcz., *Thinnfeldia paulovii* Zal., *Comia dentata* Radcz., *Zamiopteris tajluganensis* Gorel., *Rhipidopsis elegans* Zal., *Noeggerathiopsis aequalis* (Goepp.) Zal., *N. adleri* Radcz., *N. insignis* Radcz., *N. erunakovensis* Radcz. и др.

По мнению Г. П. Радченко, этот комплекс характерен для ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна, венчающей разрез верхней перми. На этом основании сицинская свита рассматривалась пермской комиссией Второго Дальневосточного стратиграфического совещания как фациальный аналог и чандалазского и вышележащего людянзинского горизонтов. Не исключая возможности такой параллелизации, авторы пока что придерживаются мнения о принадлежности континентальных отложений с сицинской флорой только к чандалазскому горизонту, что отмечалось многими геологами. Слои с флорой в людянзинском горизонте пока не известны.

В Хасанской подзоне Западно-Приморской зоны чандалазский горизонт наиболее полно изучен в бассейне р. Монгугай. Он описан Б. И. Васильевым (1960 г.) под названием барабашской свиты, разделенной на две подсвиты.

Нижняя подсвита состоит из шести толщ, большинство которых, кроме туфо-эффузивных, по простиранию не выдерживаются.

1. Нижняя туфо-эффузивная толща слагает правобережье р. Большой Монгугай, юго-восточнее пос. Барабаш. Подошва ее не вскрыта. Толща состоит в основном из зеленовато-серых лавобрекчий и туфобрекчий порфиритов, сходных с развитыми на о. Русском и п-ове Муравьева-Амурского. Лавобрекчии чередуются с порфиритами и реже кварцевыми порфиритами. Видимая мощность толщи около 300 *м*.

2. Нижняя карбонатная толща прослеживается от горы Чалбон до левобережья р. Большой Монгугай в 2 *км* северо-восточнее пос. Барабаш. По мнению Б. И. Васильева, ее продолжением, смещенным по разлому, являются выходы известняков севернее пос. Барабаш. Толща состоит из белых и серых тонкокристаллических известняков, крепких, в отдельных прослоях окремненных. Мощность пластов известняков от 1—1,5 до 3,5 *м*. В известняках района пос. Барабаш содержатся многочисленные брахиоподы, мшанки, лилии и редко пелециподы. Из них, по сборам Д. Ф. Масленникова, А. Б. Вонгаза, Ю. А. Земова, Б. И. Васильева и др., определены: брахиоподы (определения Д. Ф. Масленникова, Б. К. Лихарева, Т. Г. Сарычевой и Г. В. Котляр) *Camarophoria margaritowi* Tsch., *Streptorhynchus* cf. *anomalus* Lich., *Productus leplayi* Vern., *Pr. echidniformis* Grab., *Pr.* cf. *inflatus* M. Chesn., *Pr. (Marginifera) peregrinus* Frcks, *Pr. (Marginifera) involutus* Tsch., *Pr. (Avonia) vallacei* Deroy, *Pr. (Linoproductus) cora* Orb., *Pr. (Linoproductus) aagardi* Toula, *Pr. (Dictyoclostus)* cf. *gruenewaldti* Krot., *Pr. (Buxtonia)* sp. ind., *Pr. (Waagenoconcha)* cf. *humboldti* Orb., *Pr. porrectus* Kut., *Pr. yakuticus* Lich., *Pr. gratiosus* Waag., *Pr. juresanensis* Tsch., *Pr. koninckianus* Keys., *Pr. purdoni* Dav., *Pr. weyprechti* Toula, *Pr. uralicus* Tsch., *Rhynchopora* sp., *Spirifer neostriatus* Frcks, *Sp. moosakhaylensis* Dav., *Sp.* ex gr. *cameratus* Mart., *Sp. subtasciger* Keys., *Sp. ravana* Dien., *Spiriferella cristata* Schl., *Sp. rajah* Salt., *Sp. litha* Frcks, *Sp. saranae* Vern., *Sp. klifhar* (Buch), *Reticularia rostrata* Kut., *R. lineata* Mart., *Athyris roysii* Lew., *Dielasma itubense* Tsch.; мшанки (определения А. Н. Никифоровой и М. И. Шульги-Нестеренко) *Fistulipora timorensis* Bassl., *Paleofenestella ruttiensis* Bassl., *Fenestella geinitzi* Orb., *F. foraminosa* Eichw., *Polypora* sp. nov. (ex gr. *bouweri* Bassl.), *Polypora* sp. nov. aff. *arbicribrata* (Keys.). и др.

Почти все приведенные виды обнаруживаются также в известняках чандалазской свиты (бассейн р. Сучан). Довольно часто в известняках встречается микрофауна. По заключению М. И. Сосниной, изучавшей коллекцию Д. Ф. Масленникова

http://jurassic.ru/

из района пос. Барабаш (сборы 1937 г.), наиболее распространенными представителями фораминифер являются Lagenidae *(Nodosaria* и *Pachyphloia)*. Часто встречаются также *Valvulinella,* значительно реже Miliolidae, Textulariidae, Lasiodiscus. Из фузулинид обнаружены *Pseudofusulina*(?) sp., *Parafusulina* sp., *Codonofusiella* sp. (aff. *C. lipovensis* sp. nov.), *Minojapanella* sp. М. И. Соснина считает эту фауну аналогичной фауне чандалазской свиты. Мощность толщи 200—500 *м.*

К югу от горы Чалбон известняки замещаются зеленовато-серыми, туфогенными, разнозернистыми песчаниками, такие же песчаники встречаются в виде отдельных прослоев в известняках, а также залегают в их кровле, слагая пачку мощностью около 200 *м.* По простиранию песчаники к югу от р. Кедровой замещаются эффузивами и туфами. Из известняков на юго-восточном склоне горы Чалбон А. И. Козловым была собрана фауна, из которой Г. Н. Фредерикс, кроме ряда вышеприведенных форм, определил: *Cliothyra etroyssiana* Keys., *Schuchertella* aff. *sinensis* Boil., *Orthotetes rugosa* Frcks., *Cora (Productus) ussuricus* Frcks., *C. (Productus) mytiloides* var. *vladivostokensis* Frcks., *Strophalosia* aff. *paradoxa* Frcks., *Spirifer* cf. *macroni* Waag. Сходная фауна собрана также из туфов, замещающих по простиранию известняки, в 1,5 *км* северо-восточнее горы Чалбон.

3. Верхняя туфо-эффузивная толща слагает полосу к западу от описанных известняков, а также участок в верховьях р. Амба, полосу в междуречье Сидеми — Брусья, район к западу от ст. Бамбурово и большую часть островов Деливрона, Гильдебрандта и Дурнова.

Главную роль в составе толщи играют плагиоклазовые и афировые порфириты и их лавобрекчии, перемежающиеся с покровами серых и зеленовато-серых фельзит-порфиров. Среди эффузивов наблюдаются прослои туфов среднего и кислого состава, чаще всего псаммитовых и алевролитовых. Реже встречаются псефитовые и пелитовые туфы. В некоторых туфовых прослоях, наряду с пирокластическими продуктами, присутствуют обломки глинистых сланцев, известняков и ракушечный детрит. Мощность туфовых слоев и пачек от 0,5—1,5 до 10—13 *м.* Мощность толщи около 1300 *м.*

4. Толща туфогенно-осадочных пород прослеживается от среднего течения ключа Бархатного на юг до верховьев ключа Богатого и затем, после смещения по разлому, до верховьев пади Широкой.

В нижней части толщи по ключу Бархатному залегают серые и зеленовато-серые мелкозернистые туфогенные песчаники, иногда с линзовидными включениями черного глинистого вещества, переслаивающегося со светло-серыми, мелкозернистыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками, содержащими тонкие (0,5 *мм*) линзочки обугленного растительного детрита. Встречаются также прослои белых сливных кварцитовидных песчаников и темно-зеленых неслоистых туфогенных алевролитов. Мощность прослоев 0,5—1,5 *м.*

Примерно в средней части толщи залегают белые кварцевые порфиры со сферолитовой структурой основной массы и их туфобрекчии мощностью около 20 *м.* Они перекрыты зелеными мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с включениями глинистого вещества, в которых иногда встречаются раковины *Productus (Muirwoodia)* sp. indet. (определение Б. К. Лихарева).

Верхняя часть толщи представлена чередованием песчаников, аналогичных вышеописанным, зеленых грубопсаммитовых и псефитовых литокристаллокластических туфов порфиритового состава, зеленых мандельштейновых порфиритов, светло-серых мелкообломочных туфобрекчий кварцевого порфира и темно-зеленых туфогенных алевролитов. Мощность прослоев изменяется от 0,3 до 1,5 *м.* Преобладают туфы.

Самая верхняя часть разреза представлена зеленовато-серыми алевритовыми тонкослоистыми туффитами и псаммитовыми туфами среднего состава, содержащими многочисленные мелкие обломки черных глинистых сланцев и редкие зерна полевых шпатов. В отдельных прослоях туфов наблюдается множество пустот размером до 5 *см* в поперечнике, образовавшихся за счет выщелачивания раковин брахиопод и кораллов. Мощность пачки около 50 *м.* Мощность толщи около 800 *м.*

В верховьях правого составляющего ключа Богатого из прослоя темно-серых алевролитов собраны остатки растений, из которых Г. П. Радченко определены: *Tersiella elongata* Radcz., *T. brevifolia* Radcz., *T. latefasciculata* Radcz., *Koretrophyllites* (?) sp., *Annularia* sp., *Taeniopteris* sp.

По заключению Г. П. Радченко, присутствующие здесь формы *Tersiella elongata* и *T. latefasciculata* встречаются с формами из нижнетриасовых отложений мальцевской свиты Кузбасса. Однако Б. И. Васильев считает, что слои с флорой по ключу Богатому и слои с фауной горы Чалбон принадлежат одной и той же толще, а поскольку фауна имеет позднепермский возраст, он исключает возможную принадлежность *Tersiella* в Приморье к нижнему триасу.

В районе пос. Красный Утес в составе толщи главную роль играют светло-серые мелко- и среднезернистые кварцитовидные песчаники, среди которых наблюдаются прослои алевропелитов, а также покровы фельзитов и фельзит-порфиров.

В бассейне р. Сухая Речка толща сложена главным образом темно-серыми, плитчатыми, углистыми аргиллитами и алевролитами, часто содержащими примесь пирокластического материала и прослои туфов и эффузивов.

http://jurassic.ru/

5. Толща мандельштейновых порфиритов прослеживается от долины р. Большой Монгугай на юг до среднего течения правого составляющего ключа Бархатного. Она сложена зеленовато-серыми афировыми порфиритами с мандельштейновой текстурой. Миндалины размером от 1—2 до 1,5—2 *см* выполнены цеолитом, реже кальцитом или хлоритом. Среди порфиритов имеются прослои темно-зеленых диабазов, порфиритов и их лавобрекчий. Мощность покровов 3—12 *м*. Мощность толщи 150—180 *м*.

6. Верхняя карбонатная толща представляет собой цепочку известняковых линз, расположенную в районе горы Оленьей. Самая крупная линза залегает в долине ключа Богатого. Длина ее 1,5 *км*, максимальная мощность около 150 *м*. Во всех линзах известняки белые и серые, обычно скрытокристаллические, иногда сахаровидные, с раковистым изломом. Текстура известняков массивная. На выветрелых поверхностях наблюдаются ржавые ноздреватые корки, а также щебневидные образования более плотного (окремнелого) известняка, промежутки между которым заполнены ржаво-бурым глиноподобным веществом. В известняках содержится фауна, из которой Б. К. Лихарев и Г. В. Котляр определили: *Productus (Dictyoclostus)* cf. *gruenewaldti* Krot., *Pr. (Marginifera) peregrinus* Frcks и др. Суммарная мощность подсвиты около 3000 *м*.

Верхняя подсвита прослеживается от низов р. Сидеми до верховьев р. Амба. По ключу Бархатному в основании подсвиты залегает пачка светло-серых, местами почти белых мелкообломочных туфолав фельзит-порфира мощностью около 20 *м*. Выше располагаются желтовато-зеленые, светло-серые туффиты, состоящие из тонкого, разложенного кислого пепла. Среди них встречаются прослои мелкопсефитовых туфобрекчий, состоящих из угловатых обломков темно-серых алевритовых туффитов, белых фельзитов и светло-серых сланцев, сцементированных тонким пеплом, напоминающим кислое стекло. Размер обломков от 1 до 5 *мм*, количество — 40—60% от общего объема породы. Мощность пачки около 100 *м*.

Выше залегает толща, в которой преобладают светло-серые и зеленовато-серые фельзиты, переслаивающиеся с туфобрекчиями и туфолавами кислого состава и прослоями полосчатых кремнистых сланцев, серых мелкозернистых туфопесчаников и зеленых псаммитовых туфов среднего состава.

В верховьях долины р. Панчуне в составе подсвиты доминируют белые и серые кремнистые пелитоморфные известняки с остатками брахиопод, кораллов и мшанок, слагающих слои и пачки мощностью от 3—5 до 30—50 *м*.

На левобережье р. Сидеми среди фельзитов появляются многочисленные покровы фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и порфиритов, а также горизонты туфов и лавобрекчий, а кремнистые породы почти исчезают. Мощность подсвиты около 1500 *м*.

Совершенно иначе выглядит разрез барабашской свиты по данным И. П. Черныш и В. М. Чмырева. Изучая в 1964 г. стратотипы свиты в пади Широкой (бассейн р. Большой Монгугай), они установили следующую последовательность напластования:

1. Пачка песчаников зеленовато-серых, полимиктовых, мелкозернистых, с прослоями (2—20 *см*) песчаников тонкозернистых, тонкослоистых и алевролитов темно-серых с растительным детритом и многочисленными мелкими пелециподами . . . . . 170 *м*

2. Пачка зеленовато-серых миндалекаменных порфиритов, их туфов и туфолав, с прослоями туфоконгломератов с галькой фельзитов, порфиритов и алевролитов, туфопесчаников зеленовато-серых, мелкозернистых и алевролитов темно-серых, тонкослоистых . . . . . 650 „

3. Пачка известняков светло-серых, в средней части с линзовидными прослоями кремнистых пород. В основании пачки известняков выделяется прослой конгломератов (5 *м*) с галькой фельзитов, порфиритов и их туфов; в известняках обильные брахиоподы, мшанки, кораллы, криноидеи и фузулиниды. Пачка по литологии отвечает нижнекарбонатной толще нижней подсвиты, по Б. И. Васильеву . . . . . 190 „

4. Пачка миндалекаменных порфиритов с маломощными линзовидными прослоями темно-серых известняков . . . . . 115 „

5. Пачка фельзитов, туфов, туфолав и туфобрекчий кислого состава . . . >650 „

http://jurassic.ru/

На островах Римского-Корсакова разрез свиты, очевидно, не полон. В основании залегает толща, сложенная в основном серыми и белыми тонкокристаллическими известняками, иногда окремненными, крепкими, с остатками раковин брахиопод, пелеципод и члениками криноидей, среди которых Г. В. Котляр определены *Camarophoria* cf. *margaritowi* Tsch.

В известняках имеются каплевидные включения зеленых афировых порфиритов размером от 5—10 *см* до 3—5 *м* в поперечнике (возможно, лапилли). Границы этих включений нерезкие. На контакте порфириты осветлены, а известняки окварцованы и имеют зеленоватый цвет. Ширина контактово-измененной полосы 5—10 *см*. В ряде мест наблюдаются линзовидные залежи известняковых брекчий, а также прослои и линзы светло-серых полосчатых яшм мощностью до 3 *м*. Среди известняков имеются некки, сложенные порфиритами и их лавобрекчиями, в которых известняки встречаются в виде изолированных ксенолитов размером 1—5 *м*.

Выше располагается пачка черных окремненных углисто-глинистых сланцев, сохранявшихся среди эффузивов в виде ксенолитов размером 3—20 *м*. Среди этих пород на южном берегу о. Гильдебрандта и на северном берегу о. Дурнова собраны остатки растений, из которых Г. П. Радченко определены: *Lobatannularia* sp., *Pecopteris arcuata* Halle, *P. anderssonii* Halle, *P. tenuicostata* Halle, *Callipteris orientalis* Zal., *C. zalesskyi* Radcz., *C. hallei* Radcz., *Cladophlebis acutangula* Radcz., *Odontopteris vassiljevii* Radcz., *Protoblechnum (Brongniartites) tenuinervum* Radcz., *Taeniopteris orientina* Radcz., *Idelopteris orientalis* Radcz., *Cordaicarpus* sp., *Cordaites schenkii* Halle, *Rhipidopsis angustilobata* Radcz., указывающие, по его мнению, на верхнепермский возраст вмещающих пород (аналог свиты Верхней Шихецзы Китая). Разрез заканчивается зелеными и фиолетовыми порфиритами.

Полная мощность барабашской свиты в бассейне р. Большой Монгугай около 4500 *м*. Аналогичный состав имеют отложения барабашской свиты в Краевской подзоне Западно-Приморской зоны (верховья бассейнов рек Мо и Синтуха).

В Гродековской подзоне Ханкайского массива чандалазский горизонт прослеживается в виде полосы шириной от 10 до 20 *км*, протягивающейся от верховьев р. Кордонка до горы Синей. Отложения, относимые Б. И. Васильевым к этому горизонту, изучали в разное время А. З. Лазарев, А. И. Козлов, В. З. Скороход, Д. Ф. Масленников, Л. Б. Вонгаз, Н. М. Органова, Ю. Е. Литвинов, Н. В. Веретенников. В 1963—1964 гг. они описаны Ю. Б. Евлановым и П. В. Маркевичем под названием барабашской свиты. На водоразделе рек Бейчихе—Бойкая эта свита залегает на среднепалеозойских гранитах, а от кордонкинской свиты силура отделена разломом, проходящим по пади Атлантика.

Характерной особенностью свиты является пестрота состава и резкая фациальная изменчивость как по простиранию, так и в вертикальном разрезе, в связи с чем составить единый разрез свиты невозможно. Свита сложена разнообразными туфогенно-осадочными и эффузивными породами: туфогенными песчаниками, гравелитами, конгломератами, туффитами и туфами и эффузивами среднего и кислого состава. Местами среди этих пород встречаются линзы известняков, замещенных по простиранию туфами.

https://jurassic.ru/

В бассейнах рек Крепостной и Бойкой свита имеет следующее строение (по Ю. Б. Евланову).

I пачка. Крупнокристаллические кварцевые порфиры зеленовато-серые или фиолетово-серые, слагающие приосевую часть водораздела рек Бейчихе и Бойкая. Возможно, частично они являются экструзивными. Порфировые выделения в них представлены овальными, оплавленными зернами кварца (размером 2—10 *мм*) и таблитчатыми кристаллами белого и розового олигоклаз-андезина. Основная масса микрофельзитовая. Мощность пачки не установлена, очевидно, она не превышает первых сотен метров.

II пачка. Андезитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии темно-зеленые и коричневые, с маломощными прослоями туфопесчаников. В последних содержатся остатки верхнепермских брахиопод*. Вкрапленники в андезитовых порфиритах полностью замещены хлоритом. Вторичные минералы — эпидот, хлорит, бурые гидроокислы железа, редко халцедон и гранат, замещающие первичные минералы или заполняющие пустоты. Туфы представлены псефитовыми, псаммитовыми и алевритовыми разностями с литокристаллокластической текстурой. Пачка имеет невыдержанную мощность (100—750 *м*) и по простиранию на водоразделе пади Ободная и р. Бойкая выклинивается.

К югу пачка по простиранию замещается лавами и туфами дацитового состава. В нижней части бассейнов рек Крепостная и Бойкая мощность пачки андезитовых порфиритов вновь возрастает до 500 *м*.

III пачка. Лавы, туфы и туфолавы риолитов, фельзит-порфиров и дацитов зеленовато-серых или голубовато-серых, с маломощными линзовидными прослоями порфиритов и их туфов и пачками туфогенно-осадочных пород, кремнистых сланцев, кремнистых аргиллитов; стекловатых туфов кислого состава, туфопесчаников и черных пелитоморфных известняков с верхнепермской фауной*. Эта пачка развита на левобережье р. Бойкая, где залегает непосредственно на пачке крупнопорфировых риолитов и их туфов и имеет максимальную мощность около 1600 *м*. Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и дациты третьей пачки очень сходны между собой и связаны взаимопереходами. Рассматриваемая пачка развита и в среднем течении р. Крепостная, где ее мощность превышает 1200 *м*.

IV пачка. Туфогенные и осадочные породы с небольшим количеством туфов. Состав пачки и ее мощность на отдельных участках различны. Наибольшую мощность (900 *м*) она имеет на водоразделах рек Крепостная—Бойкая и Солнечная—Крепостная, наименьшую (150 *м*) в левом борту долины р. Крепостная.

Пачка представлена светло-серыми аркозовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, зелеными туфогенными песчаниками, грязно-зелеными псаммитовыми и алевритовыми туффитами, туфоконгломератами, туфогравелитами, темно-серыми туфогенными алевролитами и известковистыми туффитами. Среди этих пород имеются прослои туфов дацитового и порфиритового состава и многочисленные линзы темно-серых и белых известняков мощностью до 100 *м* (водораздел падей Солнечная и Крепостная). В составе пачки иногда встречаются маломощные прослои кремнистых сланцев. В известковистых туффитах и известняках, реже в туфогенных алевролитах и песчаниках собраны многочисленные остатки брахиопод, мшанок, кораллов и фораминифер, которые однозначно указывают на верхнепермский возраст вмещающих пород. К рассматриваемой пачке приурочены выклинивающиеся субпластовые тела светло-серых фельзитов.

* Ю. Б. Евланов и др. (1964 г.) не приводят состава фауны.

http://jurassic.ru/

Послойный разрез рассматриваемой пачки на левом борту долины р. Тахеяж имеет следующий вид (по Н. М. Органовой, 1960 г.):

1. Туффиты алевритовые, зеленоватые . . . . . 0,8 *м*
2. Туффиты известковистые, псаммитовые, темно-серые, тонкослоистые (0,15—0,20 *м*), с остатками кораллов и с прослоями алевритовых туффитов . . . . . 4,5 „
3. Туфы порфирита . . . . . 3,4 „
4. Туфы порфирита с галькой и линзами известковистого псаммитового туффита, подобного слою 2 . . . . . 18,3 „
5. Туффиты алевритовые, аналогичные слою 1 . . . . . 0,5 „
6. Туффиты псаммитовые, известковистые, подобные слою 2 . . . 1,5 „
7. Туфы псаммитовые, зеленоватые . . . . . 0,2 „
8. Туффиты известковистые, темно-серые, крупнослоистые, с остатками *Fenestella* sp., *Polypora* sp., *Reteparidra* sp., *Sulcoretepora* sp. (определение О. Ф. Лазуткиной), *Aviculopecten* cf. *hiemalis* Solt. (определение М. В. Куликова) *Leptodus ivanovi* Frcks, *Marginifera* cf. *involutus* Tsch., *Camarophoria* sp. indet., *Cancrinella cancriniformis* Frcks, *C. villiersi* Orb., *Striatifera* cf. *compressus* var. *corniformis* Chao, *Productus* sp. indet., *Rhynchopora* sp., *Spirifer* sp. indet., *Hustedia* cf. *grandicostata* Dav., *Anidanthus ussuricus* Frcks . . . . . 8,4 „
9. Алевролиты известковистые, темно-серые, с остатками *Lyttonia* sp., *Productus* sp., *Spirifer* sp. . . . . 12 „
10. Алевролиты туфогенные, темно-серые, с остатками *Lyttonia* sp. indet., *Spirifer* sp. и *Anidanthus ussuricus* Frcks . . . . . 20,4 „
11. Алевролиты темно-серые . . . . . 3 „
12. Мелко- и среднезернистые полимиктовые серые песчаники с остатками члеников криноидей и тонкоплитчатые алевролиты (по отдельным обнажениям и высыпкам) . . . . . 100 „
13. Туффиты псефито-псаммитовые и алевритовые. Мощность приближенная . . . . . 50 „
14. Порфириты . . . . . 0,8 „
15. Туфы порфиритов . . . . . 0,7 „
16. Переслаивающиеся туфогенные алевролиты и песчаники с остатками пелеципод плохой сохранности . . . . . 2 „
17. Тонкое переслаивание невыдержанных, линзовидных слоев псаммитовых туффитов и алевролитов . . . . . 0,5 „
18. Песчаники зеленовато-серые . . . . . 1,5 „
19. Переслаивающиеся (0,15—1,5 *м*) серые полимиктовые песчаники и темно-серые алевролиты . . . . . 7,6 „
20. Алевролиты темно-серые . . . . . 4,5 „
21. Песчаники зеленоватые, мелко- и среднезернистые . . . . . 5 „
22. Алевролиты зеленовато-серые . . . . . 1 „
23. Песчаники полимиктовые и зеленовато-серые, с прослоями алевролитов темно-серых . . . . . 30 „
24. Конгломераты мелкогалечниковые, серые, цемент алевролито-известковистый. Галька представлена фельзит-порфиром, кварцитом и туфогенным песчаником . . . . . 0,8 „
25. Псефито-псаммитовые туфы . . . . . 2 „
26. Алевролиты зеленоватые, сильно перемятые, иногда с мелкой неопределимой фауной . . . . . 10 „
27. Псаммитовые туффиты зеленоватые, с остатками фауны мшанок 3 „
28. Псефито-псаммитовые известковистые туфы с обломками темно-серых алевролитов . . . . . 4 „
29. Известняки плотные, среднезернистые, серые и темно-серые, немного пиритизированные, с остатками мшанок, члеников криноидей и брахиопод . . . . . 25—30 „
30. Переслаивание алевролитовых и псаммитовых зеленоватых туфов 2 „
31. Псаммито-псефитовые зеленоватые туфы . . . . . 60 „

Общая мощность 383—388 *м*.

V пачка. Лавы, туфолавы и туфы риолитов, фельзит-порфиров и дацитов зеленовато-серых или голубовато-серых, с маломощными выклинивающимися прослоями туфопесчаников и туффитов. Эта пачка по составу идентична пачке III. Почти везде эти породы залегают на туфогенно-осадочных отложениях. Мощность пачки 325—375 *м*.

VI пачка. Андезитовые порфириты и их туфы грязно-зеленые или фиолетово-красные. Среди них отмечаются незначительные прослои

https://jurassic.ru/

туфоалевролитов, мелкозернистых туффитов и туфопесчаников. В верхней части появляются темно-серые туфы риолитов. Мощность пачки 350—375 *м*. Общая мощность барабашской свиты 2325—4200 *м*.

В бассейне р. Бейчихе состав свиты несколько меняется. Здесь в нижней части разреза ведущую роль играют кислые эффузивы — лавы, туфолавы и туфы фельзит-порфиров и кварцевых порфиров. Верхняя часть сложена тонкопереслаивающимися туффитами, кремнистыми аргиллитами, песчаниками с туфами порфиритов и с линзами темно-серых пелитоморфных известняков, содержащих фораминиферы *Reichelina* sp., *Rauserella* cf. *sphaerica* Som., *Schubertella* sp., *Minojapanella* sp., *Codonfusiella* sp., *Monodiexodina* (?) sp., *Cribrostomum* sp. (определения М. И. Сосниной и А. П. Никитиной) и брахиоподы *Waagenoconcha* sp. indet., *Jakovlevia mammatus* (Keys.), *Dictioclostus*(?) *caucasicus* var. *perigrina* (Frcks). Общая мощность барабашской свиты в этом районе 2000—3500 *м*.

На правобережье р. Суйфун Б. И. Васильев относит к барабашской свите моноклинально залегающий эффузивно-осадочный комплекс. По данным Ю. Е. Литвинова (1960 г.), разрез является неполным вследствие ассимиляции его нижней части гранитной интрузией. Его составляют:

1. Песчаники темно-серые, тонкозернистые, с единичным выклинивающимся прослоем туфогенного гравелита	510 *м*
2. Песчаники тонкозернистые, темно-серые, с прослоями среднезернистых песчаников. Вверху прослои туфов зеленовато-серых, псаммитовых	170 „
3. Песчаники темно-серые, тонкозернистые	120 „
4. Фельзиты и фельзит-порфиры светло-серые, в выветрелом состоянии белые	340 „
5. Чередование песчаников темно-серых, тонкозернистых с алевролитами темно-серыми, массивными. Линза известняков светло-серых до темно-серых с фауной криноидей	80 „
6. Туфы зеленовато-серые, лито-кристаллокластические, среднего состава, чередующиеся с порфиритами	100 „
7. Фельзиты серого цвета с зеленоватым и буроватым оттенком (в выветрелом состоянии — белые)	180 „
8. Чередование порфиритов с зеленовато-серыми туфами литокристаллокластическими, средними по составу	220 „
9. Фельзиты серые, светло-серые, в выветрелом состоянии желтовато-серые с зеленым оттенком	70 „
10. Порфириты зеленовато-серые, буровато-серые, с редкими прослоями и линзами туфосланцев, алевролитов, песчаников, фельзитов, туфов и туфобрекчий среднего состава	800—1000 „

Общая мощность разреза 2600—2800 *м*.

Севернее, в бассейне р. Синтуха, барабашская свита изучена П. В. Маркевичем (1964 г.). По его данным, она залегает согласно на нижнепермских углисто-глинистых сланцах. К западу от с. Рубиновка в основании свиты зафиксирован маломощный горизонт конгломератов с галькой, гравием и валунами хорошей окатанности, ниже которого залегают песчаники и алевролиты поспеловской свиты. Такое же соотношение с поспеловской свитой наблюдалось Ю. Е. Литвиновым (1963 г.) к югу от с. Решетниково.

Эффузивы барабашской свиты прорывают и содержат в себе обломки среднепалеозойских гранитов и в свою очередь метаморфизуются интрузиями позднепермских гранитов и гранофиров.

В строении свиты принимают участие песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, линзы известняков, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты и туфы среднего состава, лавобрекчии, порфириты, фельзиты, фельзит-порфиры. Н. В. Веретенников выделяет среди барабашской свиты существенно осадочную туфогенную и эффузивную фации. Оса-

http://jurassic.ru/

дочная фация развита в междуречье Тунча—Нанча и к юго-востоку от с. Рубиновка и представлена песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и известняками. Песчаники и алевролиты образуют пачки мощностью от 8 до 70 *м*. Мощность прослоев глинистых сланцев и линз известняков от 0,2 до 10 *м*.

По пади Николаева в 1957—1958 гг. изучен Н. М. Органовой и В. К. Криволуцким следующий разрез осадочной фации:

1. Кремнистые сланцы светло-серые	20 *м*
2. Алевролиты темно-серые	6 „
3. Кварцитовидные песчаники светло-серые	14 „
4. Ороговикованные сланцы, иногда филлитизированные	30 „
5. Алевролиты кварц-мусковитовые, частично рассланцованные	80 „
6. Песчаники аркозовые, окварцованные, среднезернистые	30 „
7. Алевролиты глинистые	30 „
8. Кремнистые алевролиты	10 „
9. Алевролиты известковистые, темно-серые	30 „
10. Мергели с остатками одиночных кораллов *Timorphyllum* sp.	10 „
11. Известковистые алевролиты	10 „

Общая мощность разреза 270 *м*.

Породы туфогенной фации распространены в окрестностях с. Рубиновка, где они несогласно залегают на поспеловской свите. По-видимому, эти отложения занимают несколько более высокое стратиграфическое положение по отношению к осадочной толще. Они представлены туфоконгломерато-брекчиями, туфопесчаниками, туффитами и туфами среднего состава. В 1957—1959 гг. Н. М. Органовой и В. К. Криволуцким, а в 1960 г. Э. М. Золян и Н. В. Веретенников в 10 *км* к западу от с. Рубиновка в туфопесчаниках собрали: *Leptodus* sp. indet., *Chonetes* (*Waagenites*) *maichensis* Lich., *Productus* (*Jakovlevia*) *mammatiformis* Frcks, *Spirifer lyra* var. *liraeformis* Tsch., *Sp.* (*Pterospirifer*) *alatiformis* Lich., *Spiriferina cristata* (Schloth.). По заключению Г. В. Котляр, перечисленные формы характерны для верхней перми.

Эффузивная фация барабашской свиты представлена толщей эффузивов, развитых в бассейнах рек Нанча и Молоканка и в междуречье Молоканка — Синтуха; южнее с. Решетниково эффузивы согласно перекрывают туфогенно-осадочные отложения. Толща эффузивов представлена порфиритами, фельзит-порфирами, фельзитами, лавобрекчиями и туфами. Покровы порфиритов, фельзит-порфиров и фельзитов мощностью 9—12 *м* чередуются с горизонтами туфов, лавобрекчий, мощность которых не превышает 10 *м*. Общая мощность эффузивов достигает 1000 *м*. Порфириты грязно-зеленые, голубовато-серые, серые, массивные, с порфировым строением. Вкрапленники составляют 10—15% объема породы и представлены андезитом и роговой обманкой. Основная масса гиалопилитовая и андезитовая и состоит из микролитов роговой обманки, сцементированных хлоритизированным стеклом.

Фельзит-порфиры и фельзиты — светло-серые, голубовато-серые, часто кавернозные породы. Порфировые выделения (в фельзит-порфирах) составляют 5—25% объема породы и сложены главным образом олигоклазом или олигоклаз-андезином, редко кварцем. Основная масса микрофельзитовая или стекловатая, кварц-полевошпатовая.

Наиболее высокая часть эффузивной фации сложена фельзитами. В барабашской свите различными исследователями (Д. Ф. Масленниковым, Н. М. Органовой, Е. П. Гуровым, Н. В. Веретенниковым, Ю. Е. Литвиновым, Ю. Б. Евлановым и др.) собрана многочисленная верхнепермская фауна. Из фораминифер М. И. Сосниной определены *Sichotenella maichensis* Sosn., *S. infima* Sosn., *Minojaponella* sp., *Codonofusiella primitiva* Sosn., *Monodiexodina* sp. Наиболее характерными представителями брахиопод, по мнению Г. В. Котляр, являются:

http://jurassic.ru/

Leptodus richthofeni Keys., *Waagenoconcha humboldti* Orb., *W. nachodkensis* Kotl., *W. kryshtofovichi* (Frcks), *Anidanthus* cf. *ussuricus* var. *siltschugensis* Kotl. (in litt.), *A. ussuricus grodekovensis* Kotl., in litt., *Liosotella licharewiana* Kotl., *Spiriferella litha* (Frcks), *S. saranaeformis* Frcks., *Jakovlevia mammatiformis* Frcks, *J. weyprechti* Toula., *J. mammatus* Keys.

В Даубихинской зоне к чандалазскому горизонту относится толща известняково-песчанистых пород, с размывом залегающая на подстилающих отложениях и выделенная А. И. Бураго и В. О. Соловьевым (1965) под названием угодинзинской свиты. К последней они отнесли и известняково-песчаниковые отложения, развитые восточнее — по р. Заблуждение, на горе Шпилевая сопка, в междуречье Угодинза — Черная Речка и в ряде других мест, которые ранее картировались как чандалазская свита.

Как указывают А. И. Бураго и В. О. Соловьев, угодинзинская свита с угловым (5—10°) и стратиграфическим несогласием залегает на алевролитовой толще верхней перми. В основании разреза расположены крупнозернистые песчаники, или же мелко- и крупногалечные и даже валунные конгломераты с гальками и валунами нижележащих туфов и эффузивов. В бассейнах рек Угодинза и Одарка угодинзинская свита трансгрессивно залегает на среднепалеозойских гранитах и без видимого углового несогласия перекрывается фаунистически охарактеризованным нижним триасом. А. И. Бураго расчленяет угодинзинскую свиту на две пачки: внизу залегает пачка полимиктовых песчаников, известняков, гравелитов и конгломератов общей мощностью 750—800 *м*, вверху — пачка, сложенная полимиктовыми тонкозернистыми и алевритистыми песчаниками со слюдой и алевролитами мощностью 400—500 *м*. Общая мощность свиты 1100—1300 *м*. Разрез нижней пачки угодинзинской свиты, описанный А. И. Бураго в бассейне ручья Базового, следующий:

1. Конгломераты среднегалечные, крупногалечные и мелкоглыбовые (размер галек 5—30 *см*)	80 *м*
2. Песчаники алевритистые, слюдистые, темно-серые и зеленовато-серые	35 „
3. Песчаники полимиктовые грубозернистые, серые, бурые, желтовато-серые	15 „
4. Песчаники алевритистые, слюдистые, темновато-серые и зеленовато-серые	30 „
5. Песчаники среднезернистые, полимиктовые, серые, буровато-серые	25 „
6. Алевролиты темно-серые, со слюдой	20 „
7. Конгломераты средне- и крупногалечные	15 „
8. Песчаники алевритистые, зеленовато-серые и темно-серые	40 „
9. Песчаники среднезернистые, полимиктовые, серые, буровато-серые	10 „
10. Алевролиты темно-серые, с пепельным оттенком	45 „
11. Песчаники слюдистые, мелкозернистые, зеленовато-серые, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами	90 „
12. Алевролиты темно-серые, переслаивающиеся с более песчанистыми разностями	25 „
13. Песчаники слюдистые, алевритистые, темно-серые и зеленовато-серые	35 „
14. Алевролиты темно-серые, плотные, с линзой криноидного известняка	75 „
15. Песчаники алевритистые, темно-серые, переслаивающиеся с алевролитами	230 „

Суммарная мощность по разрезу 770 *м*.

Разрез верхней пачки, описанной А. И. Бураго по линии горных выработок, следующий:

1. Песчаники полимиктовые, среднезернистые, серые, буровато-серые	170 *м*
2. Алевролиты темно-серые	10 „
3. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, слюдистые	30 „
4. Алевролиты светло-серые	30 „
5. Песчаники мелко- и тонкозернистые, зеленовато-серые	120 „
6. Песчаники тонкозернистые алевритистые, зеленовато-серые	50 „

http://jurassic.ru/

7. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, слюдистые . . . . . 30 „
8. Песчаники тонкозернистые, алевритистые, зеленовато-серые . . . . 30 „
Суммарная мощность 470 *м*.

Фауна угодинзинской свиты, собранная различными исследователями, указывает на принадлежность ее к чандалазскому горизонту. Фораминиферы, по А. П. Никитиной и М. И. Сосниной, представлены родами *Pseudofusulina, Textularia, Miliolina, Tetrataxis, Nodosaria, Pachyphloia, Wanganella, Lasiodiscus, Lasiotrochus.* Из брахиопод Г. В. Котляр определены *Jakovlevia mammata* (Keys.), *Liosotella licharewiana* Kotl. (in litt.), *Waagenoconcha kryshtofovichi* (Frcks), *Camarophoria margaritowi* Tsch., *Spiriferella litha* Frcks, *Sp. rajah* Salt. и др.

Угодинзинская свита прослеживается вдоль западной окраины Даубихинской зоны на северо-восток, выходя на дневную поверхность в виде неширокой, но выдержанной полосы. Во всяком случае, к настоящему времени можно говорить о ее распространении от р. Угодинза, через верховья р. Шетухе в бассейны рек Тудо-Ваку и Сандо-Ваку. В верховье р. Шетухе эта свита была описана А. И. Бураго в 1954—1955 гг. как верхняя подсвита березовской свиты.

В Алчанской зоне верхнепермские отложения, относящиеся, вероятно, к чандалазскому горизонту, представлены толщей песчаников, алевролитов и известняков.

Эта толща распространена в среднем и верхнем течении р. Бейцухе, в бассейне р. Силань-Шань и вдоль юго-восточных отрогов Самурского хребта. По данным Б. Я. Черныша (1964 г.), рассматриваемые породы представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и известняками. Верхнепермские породы лежат резко несогласно на подстилающих отложениях — докембрийских, каменноугольных и предположительно нижнепермских, местами без видимого углового несогласия перекрыты верхнетриасовыми образованиями. Пестрый состав грубообломочных пород отражает состав подстилающих отложений.

Для бассейна Силань-Шань Б. Я. Черныш приводит следующий разрез верхнепермских образований (снизу):

1. Песчаники бурые, буровато-серые, грубо- и среднезернистые, часто слюдистые, с пустотками от выщелоченных криноидей и мшанок, с линзами неотсортированных конгломератов и органогенных известняков. Последние содержат фораминиферы Textulariidae, Miliolidae, *Nodosaria* sp., *Lasiodiscus* sp., *Lasiotrochus* sp. и брахиоподы — *Camarophoria* sp. indet., *Productus (Waagenoconcha)* sp. indet., *Athyris* sp. indet., *Hustedia* cf. *langicustris* Lich. (in litt.) . . . . . 250—400 *м*
2. Темно-серые и зеленовато-серые неяснослоистые алевролиты с редкими скоплениями растительного детрита . . . . . 250—300 „
3. Бурые мелко-, среднезернистые и гравелистые песчаники, часто слюдистые, с прослоями алевролитов и горизонтами валунно-галечниковых конгломератов и с линзами органогенных известняков, в которых собрана фауна фораминифер: Lagenidae, *Lasiodiscus* sp., мшанок: *Fistulipora, Tabulipora, Fenestella, Polypora, Sulcoretepora, Rhombopora,* брахиопод и пелеципод: *Martinia (Pseudomartinia)* sp. indet., *Spiriferina* sp. indet., *Athyris* sp. *Hemiptychina* sp. nov. (aff. *H. cublaevis* Waag.), *Prooxytoma* cf. *atave* Waag. (определения А. П. Никитиной, В. П. Нехорошева, Д. Ф. Масленникова) . . . . . 360—480 „

Общая мощность толщи 900—1200 *м*. Приведенная фауна указывает на позднепермский возраст отложений.

Людянзинский горизонт

Рассматриваемый горизонт завершает разрез пермских отложений Приморского края и относится к верхнему подотделу верхней перми. Он известен почти во всех структурно-фациальных зонах, включая Сихотэ-Алинскую складчатую область.

https://jurassic.ru/

Вопрос о соотношении людянзинского и чандалазского горизонтов является дискуссионным. Принятая в настоящем издании точка зрения И. И. Берсенева, Б. И. Васильева и др. о наличии между указанными горизонтами углового несогласия оспаривается рядом исследователей (М. А. Мишин, А. П. Никитина и др.).

Горизонт сложен преимущественно терригенными отложениями — аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, реже известняками. Мощность его 100—1400 *м*.

Из фауны наиболее характерными формами являются фораминиферы *Colaniella parva* (Colani) и гониатиты *Timorites* и *Medlicottia*.

В Южно-Приморской зоне людянзинский горизонт развит на п-ове Трудном и в бассейне р. Сучан. На п-ове Трудном он представлен людянзинской свитой, выделенной Н. А. Беляевским и В. Д. Принадой (1943 г.) в бухте Людянза. Людянзинская свита обнажена на западном побережье бухты Тунгус, на побережье бухты Неизвестной и Людянза (Кудуа). Нижняя ее часть мощностью около 200 *м* сложена светло-серыми среднезернистыми аркозовыми песчаниками с прослоями темно-серых сланцеватых мелкозернистых песчаников и темно-серых алевролитов. Среди этих песчаников примерно в 150 *м* к северо-западу от мыса Среднего Н. М. Органовой собраны *Productus* sp., *Spirifer* sp., мшанки и членики криноидей. Выше залегает монотонная толща темно-серых алевролитов с прослоями серых мелкозернистых песчаников. В алевролитах этой толщи собраны Paleotextularidae, *Valvulinella* (?), Lagenidae, *Productus* (*Jakovlevia*) cf. *weyprechti* Toula, *Aviculopecten sitsensis* Masl.

В изголовье бухты Тунгус в тектоническом блоке (?) обнажаются фельзиты и зеленые порфиритовые туфы и туфобрекчии чандалазского горизонта. Западнее залегает пачка темно-серых фукоидных алевролитов с прослоями углистых сланцев, моноклинально падающих на северо-запад под углом 50—60°. Алевролиты темно-серые, разнозернистые, с примесью зерен плагиоклаза, рудного минерала и угольной пыли. В алевролитах иногда встречаются яйцевидные стяжения темно-серых, очень крепких полимиктовых кремнистых известняков. Мощность пачки около 300 *м*. В нижней части ее залегает линза черных криноидных известняков, слабопесчанистых, состоящих из зерен кристаллического кальцита размером 0,2—0,5 *мм*, кварца (0,1—0,3 *мм*) и обломков раковин брахиопод. Мощность линзы известняков 80 *м*. По простиранию она быстро выклинивается.

На восточном берегу бухты Неизвестной в алевролитах обнаружены остатки аммонитов, определенные В. Е. Руженцевым как *Medlicottia* sp. indet. и *Timorites* sp., а также отпечатки раковин *Aviculopecten* cf. *hiemalis* Salt., *Pleurophorina simplex* Keys. и листья *Taeniopteris pseudospathulata* Radcz. (определение Г. П. Радченко).

Эта же толща обнажается и в бухте Кудуа, где слагает северо-западное крыло синклинали. Здесь обнажаются в основном темно-серые алевролиты и углистые сланцы, тонко переслаивающиеся с серыми мелко- и среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками.

В алевролитах на побережье бухты Кудуа, в 200 *м* севернее пос. Людянза, собраны Miliolidae, *Bradyina, Nankinella* cf. *umbiplicata* (Col.), *Rauserella*(?) sp., *Kahlerina globulus* Sosn. (msc), *Neofusulinella*(?) sp., *Lepidolina* sp., *Yabeina* cf. *sphaerula* Sosn. (msc), *Y.* cf. *elegantissima* Sosn. (msc), *Pseudomyalina ussurica* sp. nov., *Afganella*(?) *igna* Sosn. (msc). Примерная мощность толщи алевролитов в этом месте около 350 *м*. Полная мощность людянзинской свиты 500—600 *м*.

http://jurassic.ru/

Характерные для горизонта мелкие лагениды, включая типичного представителя *Colaniella parva* (Col.), впервые были найдены Н. А. Беляевским и В. Д. Принадой в 1943 г. Специальные палеонтолого-стратиграфические исследования были проведены М. И. Сосниной (1958 г.), установившей наличие *Colaniella parva* (Col.) в различных пунктах бухт Неизвестной и Людянза. Совместно с указанным видом ею найдены и определены *Colaniella* sp. cf. *caucasica* M.-Maclay, *Pachyphloia* sp., Textulariidae и Miliolidae(?).

В верховьях падей Шушарина и Казачьей, на водоразделе между падями Казачья и Светланка и на левом склоне пади Момбобоза залегают серые, иногда розовато-серые водорослево-мшанковые известняки мощностью от 10 *м* до нескольких десятков метров, содержащие в нижней части гальку и гравий подстилающих пород (повсеместно гранитов, а в пади Момбобоза — верхнепермских эффузивов) и согласно перекрытые алевролитами с фауной нижнего триаса.

Известняки содержат богатую фауну. Из фораминифер М. И. Сосниной определены позднепермские *Nodosaria* sp., Miliolidae. Мшанки, по определению А. В. Киселевой, представлены видами *Fistulipora timorensis* Bassler, *Stenodiscus multimonotis* Morozova, *Clausotrypa monstruosa* Morozova, *Streblascopora marmionensis* (Etheridge), *Rhabdomeson consimile* Bassler и родами *Septopora* sp., *Fenestella* sp., *Polypora* sp. Поскольку второй, третий и пятый виды не встречаются в комплексе мшанок чандалазского горизонта, А. В. Киселева высказывает предположение о более молодом возрасте момбобозских известняков относительно чандалазских.

Брахиоподы представлены позднепермскими *Enteletes* cf. *obesus* Grab., *Meekella* (?) sp. indet., *Derbyia* sp. indet., *Streptorhynchus* cf. *sinuatum* (Merla), *Hustedia* cf. *longirostris* Lich., in litt.

Описанные известняки В. И. Васильев относит к людянзинскому горизонту, но не исключено, что они соответствуют чандалазскому горизонту.

В бассейне р. Сучан к людянзинскому горизонту относится ястребовская свита, выделенная Ф. А. Пискуновым в 1960 г. по р. Шайга, левому притоку р. Сучан. По данным Б. Д. Чемериса (1965 г.), эта свита залегает несогласно на известняках чандалазского горизонта, охарактеризованных комплексом фораминифер, свойственных зоне *Metadoliolina lepida*.

Ястребовская свита начинается пачкой серых мелкозернистых песчаников мощностью 100—150 *м*. Выше залегает монотонная пачка темно-серых алевролитов и углисто-глинистых сланцев, среди которых М. И. Сосниной определена *Colaniella parva* (Colani). Там же обнаружены фораминиферы *Pseudoglandulina* sp., Lagenidae, *Tetrataxis* sp., *Valvulinella* sp., Textularidae, Miliolidae. По мнению М. И. Сосниной, рассматриваемая свита на основании этого комплекса может быть сопоставлена с тахтобулатской толщей Памира и известняками Чаньси Южного Китая.

Мощность ястребовской свиты около 700 *м*.

В Хасанской подзоне людзянзинскому горизонту, возможно, соответствует пограничная свита, выделенная Б. И. Васильевым.

Пограничная свита развита в бассейне р. Монгугай в междуречье Брусья—Семиверстная, в бассейне р. Большая Лючихеза и в ряде других мест. Как полагает Б. И. Васильев, свита несогласно залегает на подстилающих отложениях.

http://jurassic.ru/

Подошва свиты обнажена в приустьевой части ключа Артиллерийского, где на фельзитах верхней подсвиты барабашской свиты залегают:

1. Туфобрекчии кислого состава с песчаным материалом в цементе	0,1 *м*
2. Переслаивание тонко- и мелкозернистых желтовато-серых туфопесчаников с желтыми кремнистыми пелитовыми туффитами	0,5 „
3. Песчаники желтовато-серые, тонко- и мелкозернистые	1,0 „
4. Песчаники средне- и грубозернистые, бурые и темно-серые . . .	1,0 „
5. Песчаники туфогенные, серые, мелкозернистые, глинистые, с текстурами взмучивания, в отдельных прослоях переполненные деформированными раковинами брахиопод, отпечатками мшанок из рода *Fenestella,* известковистыми трубочками червей и члениками морских лилий. По определению Б. К. Лихарева, здесь присутствуют оригинальные спириферы и, по-видимому, *Athyris.* Наличие мшанок *(Fenestella)* указывает (по мнению Б. К. Лихарева) на пермский возраст пород	30 „
6. Углисто-глинистые сланцы, темно-серые	20 „
7. Серые мелкообломочные туфобрекчии, состоящие из округлых обломков фельзитов, сцементированных алевролитовым туфом, с прослоями серых сливных кварцевых песчаников мощностью 2—5 *м*	около 30 „

Более высокие горизонты сложены различными песчаниками, реже алевролитами. В верхах разреза появляются прослои черных углисто-глинистых сланцев, количество которых вверх по разрезу возрастает, обусловливая постепенный переход к верхней части свиты. Мощность нижней существенно песчаниковой части свиты около 600 *м.*

Верхняя часть свиты представлена мощной (1500 *м*) однообразной толщей темно-серых и черных углистых алевролитов, алевропелитов, глинистых и углистых сланцев с прослоями серых мелкозернистых кварцевых песчаников. Среди этих пород наблюдаются маломощные прослои и линзы псаммитовых туфов, содержащих спикулы губок и обрывки мшанок.

В междуречье Брусья — Семиверстная также вскрыта нижняя часть свиты, которая без видимого несогласия залегает на фельзитах барабашской свиты и начинается пачкой косослоистых кварцевых песчаников, переслаивающихся с темно-серыми песчаниками и алевролитами. На контакте между фельзитами и песчаниками залегает слой светло-желтого кремнистого туффита с линзочками серых песчаников толщиной от 0,1 до 1—2 *см* и длиной 3—10 *см.* Алевролиты имеют тонкослоистую текстуру благодаря наличию тонких (1—2 *мм* — 2—3 *см*) светлых песчанистых прослоев. Мощность пачки около 200 *м.*

Выше залегает толща черных, массивных, неслоистых углистых алевролитов, иногда плитчатых, с прослоями черных кремнистых аргиллитов и серых мелкозернистых песчаников. Мощность сохранившейся части свиты 700—800 *м.* В углистых алевролитах обнаружены сильно графитизированные обрывки листьев и плоды кордаитов, а также слепки раковин пелеципод, из которых М. В. Куликовым определены: *Parallelodon* sp. indet., *Stutchburia* sp. indet., *Schizodus* sp. indet., *Astarte* ? sp. indet., *Chaenomya* ? sp. indet., *Eurydesma* ? sp. indet., *Aviculopecten* sp. indet. Общая мощность пограппетровской свиты около 2000 *м.*

В бассейнах рек Большая Лючихеза и Ушагоу описываемая свита разделена Б. И. Васильевым (1957 г.) на две толщи — туфопесчаниковую и туфосланцевую. Туфопесчаниковая толща состоит из различных песчаников, часто туфогенных, с прослоями алевролитов, углистых сланцев, редко туфолав кислого состава. Породы серые, часто темно-серые, почти черные. Слоистость обычно ритмичная или со следами взмучивания. Мощность толщи 800—1000 *м.*

Туфосланцевая толща представлена однообразными черными и стально-серыми аргиллитами, алевролитами и глинистыми сланцами, часто углистыми, с прослоями мелкозернистых песчаников. В ряде про-

https://jurassic.ru/

слоев наблюдается примесь туфогенного материала. Мощность толщи около 1000 *м*. На значительных площадях породы этой толщи подверглись сильному контактовому метаморфизму, превратившему их в андалузитовые и хиастолитовые роговики, реже в слюдистые сланцы.

В Гродековской подзоне Ханкайского массива пограничпетровская свита протягивается полосой субмеридионального простирания вдоль границы в бассейнах рек Золотая, Кордонка, Атлантиха и Точилка. Свита трансгрессивно перекрывает кордонкинскую и барабашскую свиты. Наиболее полно эта свита описана Ю. Б. Евлановым (1964 г.). По литологическому составу она делится на две подсвиты, залегающие между собой согласно и с постепенным переходом.

Нижняя подсвита сложена в основном туфогенными песчаниками различной зернистости (от тонко- до среднезернистых), светло-пепельно-серыми, состоящими из угловатых зерен кварца (40—45%), плагиоклаза (10—30%), стекла (до 30%) и фельзита (10—20%). Зерна сцементированы серицитопелитовым веществом пирокластического происхождения. Среди зерен присутствуют туфогенные алевролиты, песчаные, песчано-глинистые и глинистые сланцы серого и светло-серого цвета. К нижней части подсвиты приурочены туфогенные крупновалунные конгломераты, фельзиты, туфы и туфобрекчии кислого состава и разнозернистые туффиты светло-серые. Повсеместного распространения эти породы не имеют и фациально выклиниваются по простиранию.

В верхах подсвиты увеличивается количество прослоев песчано-глинистых сланцев и уменьшается зернистость самих песчаников. В верхней, существенно сланцевой подсвите встречаются прослои мелкозернистых песчаников, аналогичных песчаникам из нижней подсвиты. Характерный пепельно-серый цвет, наличие примеси туфогенного материала, а также преобладание песчаников являются неотъемлемыми признаками нижней подсвиты. Наиболее полно разрез нижней подсвиты изучен Ю. Б. Евлановым по левому борту р. Золотой.

1. Фельзиты и туфы кислого состава, светло-серые и белые . . . . 10 *м*
2. Глинистые сланцы темно-серые, иногда песчаные . . . . . 15 „
3. Туфы кислого состава, светло-серые, с прослоями темно-серых глинистых сланцев . . . . . 20 „
4. Туфы светло-серые, кислого состава, внизу углисто-глинистые сланцы (очевидно, в прослоях) . . . . . 50 „
5. Фельзиты серые, с прослоями алевролитов . . . . . 5 „
6. Фельзиты светло-серые, с прослоями черных ороговикованных алевролитов и туфопесчаников черных (0,1—0,2 *м*) в нижней части слоя . . . 20 „
7. Туфоконгломераты светло-серые, крупновалунные, состоят из обломков кислого состава . . . . . 15 „
8. Фельзиты белые и светло-серые, туфы и туфобрекчии кислого состава 30 „
9. Туфоконгломераты крупногалечниковые, кислого состава, туффиты кислого состава . . . . . 10 „
10. Туфопесчаники светло-серые, среднезернистые . . . . . 10 „
11. Туфопесчаники мелкозернистые, светло-серые и серые, переходящие в тонкозернистые, и песчано-глинистые сланцы . . . . . 50 „
12. Туфопесчаники серые, мелкозернистые, иногда с прослоями до 1—2 *см* темно-серых глинистых сланцев . . . . . 50 „
13. Туфопесчаники светло-серые, средне- и крупнозернистые . . . . 10 „
14. Туфопесчаники серые, мелко-, иногда тонкозернистые . . . . . 50 „
15. Переслаивание мелко- и среднезернистых туфогенных песчаников 40 „
16. Серые и пепельно-серые мелко-, иногда тонкозернистые туфопесчаники с прослоями (очень редко) темно-серых, пятнистых, глинистых и песчано-глинистых сланцев . . . . . 480 „
17. Песчаники серые, мелкозернистые, переходящие местами в туфопесчаники, с редкими прослоями серых среднезернистых туфопесчаников . . . 200 „
18. Переслаивание пепельно-серых мелкозернистых туфогенных песчаников с песчано-глинистыми темно-серыми сланцами . . . . . 60 „

Общая мощность подсвиты 1100—1150 *м*.

https://jurassic.ru/

К югу (в бассейне р. Падихеза) в нижней части разреза подсвиты увеличивается количество прослоев эффузивов и туфов кислого состава, а к северу (бассейны рек Карантинная и Бейчихе) количество эффузивного материала резко уменьшается, а песчаники хорошо сортированы. В нижней подсвите различными исследователями (Н. М. Органовой, Ю. Е. Литвиновым, Н. П. Романюхой) были найдены остатки фауны, на основании которой по-разному датировали возраст вмещающих отложений. В 1963—1964 гг. Ю. Б. Евлановым и М. А. Евлановой в левом борту долины р. Бейчихе, западнее с. Духовского, были найдены остатки брахиопод, по определению Г. В. Котляр, пермского возраста— *Crurithyris* sp. indet., *Chonetes* sp. indet., *Linoproductus* sp. indet., *Cancrinella cancriniformis* (Tsch.), *Anidantnus ussuricus siltshugensis* Kotl. (in litt.), *Dictyoclostus* (?) sp. indet., *Spiriferina* cf. *cristata* (Schloth.), а также *Pterospirifer* cf. *alatiformis* Lich. (in litt.), описанный Б. К. Лихаревым из верхнепермских отложений Южного Приморья.

Верхняя подсвита по составу весьма однородна и представлена глинистыми и углисто-глинистыми сланцами темно-серыми и черными, состоящими из непрозрачного глинисто-углистого вещества с примесью мелких угловатых зерен кварца. В выветрелом состоянии сланцы имеют характерную пятнистую окраску. Среди сланцев наблюдаются прослои песчаных светло-серых и пятнистых сланцев, серых мелкозернистых песчаников и эффузивов среднего состава. Песчаные сланцы и песчаники концентрируются в нижней части подсвиты. Эффузивы представлены авгитовыми порфиритами, андезитами, базальтовыми порфиритами, иногда дацитами и их пирокластическими разностями. Они имеют темно-зеленую или темно-зеленовато-серую окраску и сланцеватую текстуру. Прослои средних эффузивов в составе подсвиты в бассейнах рек Падихеза, Золотая, Кордонка и Атлантиха незначительны. К северу (бассейн р. Карантинная) количество средних эффузивов резко увеличивается, а сама подсвита имеет более широкое распространение. Верхняя часть подсвиты вскрыта уже за пределами СССР.

Аналогичный состав верхняя подсвита имеет на левом борту р. Золотая, где ее мощность оценивается в 710 *м*.

В бассейне р. Падихеза, по данным Ю. Е. Литвинова, подсвита также имеет двучленное строение. На границе пачек залегает горизонт песчаников серых и зеленовато-серых, мелкозернистых мощностью 30 *м*. Верхняя пачка имеет значительно большую мощность (1500 *м*), а мощность всей подсвиты достигает 2000 *м*. Возможно, она является заниженной, так как на изученной территории не наблюдается верхней части разреза. У контакта с верхнепермскими гранитоидами в бассейне р. Падихеза в составе подсвиты наблюдаются андалузитовые (хиастолитовые) роговики.

Описываемая подсвита практически не содержит органических остатков. Лишь на водоразделе рек Правая Падихеза и Левая Падихеза Ю. Е. Литвиновым и в левом борту р. Кордонка Ю. Б. Евлановым и М. А. Евлановой найдены неопределимые отпечатки члеников криноидей. Погранпетровская свита в Гродековской подзоне достигает мощности 3000 *м*.

В Даубихинской зоне на водоразделе рек Улахе и Шетухе, к югу от с. Крыловка, в 1965 г. О. Г. Старовым к людянзинскому горизонту отнесена толща известковистых песчаников и алевролитов мощностью до 200 *м*, местами содержащая энкриниты и мелкие обломки раковин. В песчаниках А. П. Никитиной было установлено наличие *Colaniella parva* (Colani).

https://jurassic.ru/

Западно-Приморская зона (Краевская подзона)

К нерасчлененным верхнепермским отложениям П. В. Маркевич (1965 г.) относит толщу глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и известняков, развитую в среднем течении р. Правая Синтуха. Им описаны обнажения на горе Известковой, в которых наблюдается постепенный переход от пород рассматриваемой толщи к нижележащей толще предположительно нижнепермского возраста. Детальный разрез толщи составлен Н. М. Органовой и В. К. Криволуцким в 1957—1958 гг., установившими следующую последовательность напластования:

1. Глинистые сланцы черные, с прослоями алевролитов . . . . . 40 *м*
2. Туфогенные алевролиты серые, с маломощными прослоями алевролитов и алевролитовых песчаников . . . . . 30 „
3. Известняки серые, с остатками брахиопод, кораллов, мшанок, члеников криноидей . . . . . 3 „
4. Туфогенные алевролиты серые . . . . . 11 „
5. Глинистые сланцы черные, выше переходящие в алевролиты . . . 15 „
6. Известняки серые, кристаллические, плотные, пиритизированные, с верхнепермскими брахиоподами *Derbyia grandia* Waag., *Productus (Dictyoclostus)* sp., *Pr. (Linoproductus)* cf. *cancriniformis* Tsch., *Pr. (Waagenoconcha)* aff. *kryshtofovichi* Frcks, *Leptodus* sp., *Spirifer (Spirifer)* aff. *marconi* Waag., *Sp. (Pterospirifer) alatiformis* var. *rara* Lich., кораллами — *Timorphyllum*? sp. и члениками криноидей. В верхней части слоя наблюдаются тонкие прослои известковистых алевролитов и пелитов с остатками фауны . . . . . 17 „
7. Глинистые известняки темно-серые, с прослоями туфогенного материала и с кораллами *Timorphyllum* sp., *Tachylasme* ex gr. *chao* Grabau и остатками брахиопод . . . . . 20 „
8. Известковистые туфы . . . . . 3 „
9. Известковистые туффиты зеленоватые, со *Spirifer (Pterospirifer) alatiformis* Lich., *Tachylasma* cf. *densum* Fom. . . . . 5 „
10. Глинистые сланцы черные . . . . . 20 „

Общая мощность разреза 170 *м*.

В правом борту р. Пенча к западу от горы Известковой Ю. Е. Литвинов описал следующий разрез терригенно-карбонатной толщи:

1. Конгломераты мелкогалечниковые . . . . . 3—5 *м*
2. Песчаники темно-серые, от мелко- до тонкозернистых, с фауной брахиопод, с редкими прослоями темно-серых алевролитов. В подошве слоя — линза известняков . . . . . 10—15 „
3. Алевролиты зеленовато-серые, с пустотами выщелачивания, с прослоями мелкозернистых песчаников и гравелитов . . . . . 30 „
4. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые . . . . . 35 „
5. Алевролиты зеленовато-серые, с пустотами выщелачивания . . . 35 „
6. Гравелиты с известковым цементом . . . . . 1 „
7. Переслаивание песчаников тонко- и мелкозернистых зеленовато-серых, с алевролитами . . . . . 30 „
8. Алевролиты зеленовато-серые . . . . . 15 „
9. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые и зеленовато-серые, окварцованные . . . . . 25 „

Общая мощность разреза 230—300 *м*.

Мощность всей рассматриваемой толщи не превышает 500 *м*.

В известняках горы Известковой, кроме перечисленной выше фауны, А. И. Гнеушевым в 1937—1938 гг. собраны брахиоподы, определенные Д. Ф. Масленниковым: *Productus purdoni* Dav., *Marginifera involuta* Tsch., *Spiriferella cristata* Schl., *Sp. sardonae* Salt. var. *litha*, кораллы, членики криноидей и мшанки. Отсюда Д. Л. Степановым определены брахиоподы: *Productus* (*Marginifera*) sp. cf. *septentrionalis* Tsch., *Pr. avonia* cf. *careri* Nills., *Spiriferella rajah* Salt., *Sp. litha* Frcks, *Hustedia indica* Waag. Из мшанок В. П. Нехорошевым определены *Fistulipora, Fenestella*. Приведенная фауна свидетельствует о позднепермском возрасте содержащих ее отложений.

http://jurassic.ru/

Область мезозойской складчатости

В Сихотэ-Алине верхнепермские отложения установлены во всех структурно-фациальных зонах.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

В пределах Главного антиклинория развиты толщи, соответствующие с той или иной степенью достоверности чандалазскому и людянзинскому горизонтам.

Чандалазский горизонт

В бассейнах рек Иман и Ваку залегает мощная толща туфогенных песчаников, туффитов и алевролитов, развитая в приосевой части антиклинория. Эта толща протягивается от верховьев р. Сандо-Ваку на правобережье р. Иман в район пос. Картун. Она ложится несогласно на различные подсвиты ариаднинской и себучарской свит.

На правобережье р. Иман в основании толщи лежат полимиктовые гравийные туфоконгломераты, состоящие из хорошо окатанных кремневых и порфиритовых, реже кварцевых галек размером 1—5 *мм*, сцементированных туфопесчаником. Мощность туфоконгломератов не превышает 5 *м*. Выше они переходят в туфопесчаники и туфоалевролиты. От с. Боголюбово до р. Малая Динцухе, по Л. А. Неволину, в основании толщи лежат зеленовато-серые, грубозернистые туфопесчаники с многочисленными угловатыми обломками черных алевролитов. Выше они переслаиваются с алевролитами.

Фациальные изменения верхнепермских отложений, выходящих на дневную поверхность в верховье р. Сандо-Ваку, проявляются в увеличении среди обломочной части туфопесчаников, обломков фельзитов, порфиритов, кварцевых порфиров вулканического пепла. Туфопесчаники часто переходят в туффиты. Нередко присутствуют обломки гранитов, а на водоразделе ключа Семкина и р. Тумбичи — обломки амфиболизированных габбро. Другой особенностью является присутствие среди туфопесчаников и алевролитов редких горизонтов кремнистых пород мощностью до 10 *м*. Общая мощность толщи 700—1000 *м*.

На левобережье р. Иман, в окрестностях пос. Вахумбе, Ю. Н. Размахнин установил следующий разрез:

1. Спилиты, кремни, алевролиты	200 *м*
2. Карбонатно-эффузивный горизонт	5—25 „
3. Песчаники и сланцы с прослоями кремней и спилитов, линзы мраморов	200—250 „
4. Конгломераты и гравелиты (гальки известняковой брекчии, сцементированной спилитом)	3—10 „
5. Полимиктовые песчаники и алевролиты	200 „

Из второго и третьего горизонтов О. К. Чедия в 1950 г. собрал верхнепермскую, по определению А. Д. Миклухо-Маклая, микрофауну (долиолины, суматрины и др.). Не исключено, что четвертый и пятый слои относятся к возможным аналогам людянзинского горизонта.

В Сандагоу-Окраинской подзоне в бассейнах рек Улахе и Фудзин распространена туфогенно-осадочная толща, относящаяся, очевидно, к чандалазскому горизонту.

В. Н. Силантьев приводит следующий разрез толщи, составленный им по правому склону долины р. Левая Синанча (левый приток р. Селенча, система р. Фудзин) в 13 *км* выше ее устья.

http://jurassic.ru/

1. Туфы зеленовато-серые, крупнозернистые, кристаллокластические, залегающие на габбро-амфиболитах . . . . . 15—20 *м*

2. Алевролиты темно-серые и черные, массивные, с очень редкими, тонкими (1—2 *см*) прослоями мелкозернистых песчаников . . . . . 8—10 „

3. Туфы, как в слое 1 . . . . . 4—5 „

4. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, в кровле пласта темно-бурые (кора выветривания), с обломками (0,1×0,15 *см*) окремнелой древесины, относящейся к роду *Dadoxylon* (определение И. А. Шилкиной, БИН, коллекция В. Н. Силантьева, 1961 г.) . . . . . 0,7 „

5. Известняки серые, массивные, с многочисленными фораминиферами, мшанками, кораллами, брахиоподами и члениками криноидей. Отсюда М. И. Сосниной из сборов Ф. Т. Кинева были определены фораминиферы *Tetrataxis* sp., *Lasiodiscus* sp., *Nodosaria* sp. и др., указывающие на верхнепермский возраст известняков. Брахиоподы, собранные А. А. Асиповым и А. П. Паклиным, изучала Г. В. Котляр, определив среди них *Enteletes* cf. *nucleolus* Grab., *Waagenites maichensis* Lich. (in litt.), *Leptodus* sp. indet., *Alexenia* cf. *gratiosus* Waag., *Camarophoria* aff. *margaritowi* Tsch., *Spirifer* cf. *reedi* Lich. (in litt.), *Spiriferella cristata* Schloth. формы, характерные для чандалазского горизонта . . . . 6—8 „

Выше лежат слюдистые песчаники людянзинского горизонта.

Общая мощность разреза 45 *м*.

В. Н. Силантьев указывает на увеличение мощности рассматриваемой толщи на запад к верховью р. Левая Синанча до 100 *м*. В правом борту р. Сыдагоу, в 4,5 *км* выше устья, мощность толщи составляет 50 *м*. Здесь на габброидах залегают туфопесчаники мощностью 20—30 *м*, а выше лежат туфобрекчии и туфы среднего состава мощностью 5—10 *м*, перекрытые известняками (7—10 *м*). Известняки содержат остатки брахиопод (определение Г. В. Котляр): *Notothyris* cf. *minuta* Rhoili (non Waag.), *Enteletes* cf. *tenuistriatus* (Masl.), *Elivalyra* var. *lyraeformis* Tsch. Судя по фауне, туфогенно-осадочная толща может рассматриваться как аналог чандалазской свиты.

Людянзинский горизонт

Этот горизонт в пределах Главного антиклинория представлен извилинской свитой, развитой в Сандагоу-Окраинской подзоне.

Извилинская свита залегает несогласно на верхнепермских и нижнепермских отложениях или габброидах и согласно, с постепенным переходом, перекрывается триасом. Свита имеет характерный литологический состав (слюдистые песчаники и алевролиты) и прослеживается на значительном расстоянии от бассейна р. Янмутьхоуза на юге до р. Нотто и, вероятно, до р. Бикин на севере. Эту свиту изучали А. А. Асипов, Ю. П. Бидюк, Е. Д. Касьян, Ф. Т. Кинев, И. П. Макухина, В. И. Надежкин, А. М. Нехорошев, В. Н. Силантьев, А. А. Трепалина. Наиболее детально ее разрезы изучены В. Н. Силантьевым в бассейне среднего течения р. Нотто (у с. Окраинка) и в бассейне р. Сыдагоу, в окрестностях с. Извилинка.

Разрез свиты, описанный В. Н. Силантьевым (1964 г.), у с. Извилинка следующий: выше туфов, туфопесчаников, туфобрекчий и известняков верхнепермской туфогенно-осадочной толщи залегают:

1. Алевролиты черные, с очень редкими тонкими (до 5 *м*) прослоями мелкозернистых песчаников . . . . . 8 *м*

2. Песчаники серые, мелкозернистые, переслаивающиеся (1—20 *см*) с темно-серыми алевролитами . . . . . 12 „

3. Алевролиты темно-серые, с редкими прослоями серых мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников, иногда содержащих отпечатки члеников криноидей . . . . . 20 „

4. Алевролиты темно-серые, переслаивающиеся (2—15 *см*), с серыми мелкозернистыми песчаниками . . . . . 40 „

5. Песчаники серые, мелко- среднезернистые, переслаивающиеся (0,3—4,0 *м*) с темно-серыми алевролитами . . . . . 20 „

http://jurassic.ru/

6. Пачка слоев, аналогичная пачке 3 . . . . . 15 *м*
7. Алевролиты темно-серые, с очень редкими тонкими (1—5 *см*) прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников . . . . . 20 „
8. Песчаники серые, крупно-, средне- и мелкозернистые, с редкими тонкими (10—30 *см*) прослоями алевролитов, с включениями хорошо окатанных галек габброидов с отпечатками мшанок *Polypora* sp. и члеников криноидей . . . . . 55 „
9. Песчаники серые мелко- и среднезернистые, слюдистые, с мшанками *Fenestella* sp., *Dyscritella* sp. и *Polypora* sp., переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами . . . . . 20 „
10. Алевролиты темно-серые, с редкими прослоями серых мелко-, средне- и крупнозернистых слюдистых песчаников . . . . . 30 „
11. Песчаники серые, крупнозернистые, реже средне- и мелкозернистые с редкими прослоями алевролитов . . . . . 60 „

Общая мощность около 300 *м*.

В бассейне среднего течения р. Сыдагоу, по данным Ю. П. Бидюка (1961 г.), свита сложена черными массивными алевролитами с прослоями мелко- и среднезернистых песчаников, часто слюдистых, иногда известковистых.

На правобережье р. Сыдагоу, примерно в 18 *км* выше устья, в средней части свиты в известковистых песчаниках Ю. П. Бидюком обнаружены фораминиферы, принадлежащие (по определению А. П. Никитиной) к *Colaniella* sp., характерные для людянзинского горизонта.

Как указывает В. Н. Силантьев, в среднем течении р. Левая Синанча мощность свиты уменьшается до 30—35 *м*. Здесь она представлена исключительно серыми и крупнозернистыми известковистыми, слюдистыми песчаниками с отпечатками члеников криноидей, мшанок и брахиопод плохой сохранности.

В бассейне р. Нотто у с. Окраинка мощность свиты возрастает до 130 *м*. На этом участке в основании разреза, по В. Н. Силантьеву, залегает валунно-галечниковый конгломерат мощностью до 1,2 *м*, состоящий из полуокатанных валунов и галек зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и базального цемента, составляющего 50—60% от общей массы породы. Выше расположены пачки тонкочередующихся песчаников и алевролитов.

Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня

Чандалазский горизонт

В Главном синклинории верхнепермские породы перекрыты мезозойскими отложениями. Они установлены в последнее время в северо-западной части синклинория, в бассейне р. Татибе, откуда прослеживаются на северо-восток, в бассейн р. Бикин. Верхнепермские отложения этого района В. А. Никогосян предложил называть татибинской толщей. В соответствии с решениями Второго Дальневосточного стратиграфического совещания эта толща отнесена к чандалазскому горизонту.

Татибинская толща слагает опрокинутое крыло крупной синклинальной складки, оборванное с северо-востока разломом, к которому приурочены гранитные интрузии. Таким образом, подстилающие толщу породы не известны. Татибинская толща согласно и без следов перерыва перекрыта отложениями сходного состава, содержащими триасовые (?) радиолярии.

Разрез татибинской толщи, по В. А. Никогосяну и А. Ф. Левшуку, следующий:

Первая пачка

1. Песчаники аркозовые и полимиктовые, с прослоями (до 3 *м*) алевролитов . . . . . 100 *м*
2. Известняки мраморизованные, с остатками криноидей . . . 250 „

https://jurassic.ru/

3. Диабазовые порфириты . . . . . 50 *м*
4. Песчанистые алевролиты . . . . . 50 „

Вторая пачка

1. Песчаники аркозовые и полимиктовые с прослоями (до 5 *м*) черных алевролитов . . . . . 100—300 „
2. Кремнистые алевролиты и яшмы с линзами (до 1 *м*) известняков и песчаников . . . . . 200—280 „
3. Туфы среднего состава . . . . . 20 „
4. Алевролиты темно-серые с прослоями (до 1 *м*) и линзами кремней и песчаников . . . . . 150—200 „

Третья пачка

(залегает на второй с размывом)

1. Конгломерато-брекчии и гравелиты (галька из кремней, гранитов, песчаников, известняков и кварцевых порфиров) . . . . . 50—100 „
2. Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, с прослоями (до 3 *м*) алевролитов . . . . . 20—70 „
3. Кремнистые алевролиты с редкими линзами гравелитов . . . 30—60 „
4. Песчаники полимиктовые, часто туфогенные, мелко- и среднезернистые, косослоистые; реже алевролиты и аргиллиты с растительным детритом . . . . . 50—100 „
5. Кремнистые алевролиты, с прослоями (2—3 *м*) аргиллитов и песчаников . . . . . 60—100 „

Четвертая пачка

1. Яшмы серые и светло-серые, с прослоями (до 1 *м*) глинистых сланцев . . . . . 100 „
2. Туфы порфиритов с линзами известняков. В туфах остатки брахиопод . . . . . 25—30 „
3. Известняки криноидные и пелитоморфные . . . . . 10—40 „
4. Туфы диабазовых порфиритов . . . . . 15 „
5. Известковистые песчаники с остатками брахиопод . . . . 5 „
6. Серые яшмы . . . . . 5 „
7. Глинистые сланцы . . . . . 15 „
8. Туфоалевролиты . . . . . 20 „
9. Туфы порфиритов с линзами (до 0,1 *м*) кремней, с остатками брахиопод и криноидей. Из брахиопод Б. К. Лихарев и Г. В. Котляр определили: *Leptodus nobilis* W a a g., *Alexenia* ex gr. *gratiosa* (W a a g.), *Marginifera* sp. indet., *Waagenoconcha* sp. indet., *Echinoconchus* sp. indet и др., указывающие на верхнепермский возраст вмещающих отложений 10 „

Пятая пачка

(возможно, залегает с небольшим размывом)

1. Песчаники аркозовые и полимиктовые, с прослоями (до 10 *м*) аргиллитов и редкими линзами известняков . . . . . 200—280 „
2. Песчаники полимиктовые, реже гравелиты . . . . . 120—150 „

Видимая мощность татибинской толщи до 2050 *м*. Общая мощность, по-видимому, достигает 3000 *м*.

Прибрежная зона

Верхнепермские отложения этой зоны в различное время изучали А. Ф. Баранов, И. И. Берсенев, А. А. Безруков, А. И. Бураго, Г. П. Вергунов, Г. П. Воларович, А. И. Жамойда, Ю. А. Иванов, Д. И. Ивлиев, А. Н. Калягин, П. Н. Кропоткин, Ю. С. Липкин, С. А. Музылев, Г. Б. Нарбут, Л. А. Неволин, Р. Е. Остроумов, С. А. Салун, В. А. Сапожников, Е. П. Сапрыкин, В. И. Синяков, Р. И. Соколов, И. Н. Томсон и другие исследователи.

Наиболее широкие по площади выходы верхнепермских пород описаны в Восточно-Кавалеровском районе в бассейне р. Сибайгоу (правый приток р. Тадуши). В этом же районе верхнепермский возраст имеют отдельные части известковых рифов. Незначительные по разме-

https://jurassic.ru/

рам линзы известны в Тетюхинском районе (верховья ключа Дождевого, верховья р. Тетюхе и в ее низовьях ключ Мраморный).

К верхнему отделу А. И. Бураго, Ю. Ф. Адамовский и Л. А. Гусаков (1964 г.) относят мощную кремнисто-терригенную толщу, выходящую на дневную поверхность на правобережье р. Сибайгоу. Как указывают авторы, отложения, подстилающие верхнюю пермь, не известны. В большинстве случаев верхнепермские породы несогласно перекрыты предположительно юрской толщей средне- и грубозернистых кварц-полевошпатовых песчаников с включениями мелких угловатых обломков кремней, алевролитов и кремнистых алевролитов. Реже они перекрываются литологически сходными карнийско-норийскими песчаниками и алевролитами.

А. И. Бураго приводит следующий разрез толщи по ключу Пасечному, правому притоку р. Сибайгоу:

1. Алевролиты темно-серые, перемятые, с будинами полимиктовых песчаников тонко-, мелко- и среднезернистых	более 60 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, часто алевритистые, массивные	45 „
3. Темно-серые алевролиты перемятые, с будинами зеленовато-серых мелкозернистых песчаников	10 „
4. Алевролиты, как в слое 3, с будинами песчаников и кремнистых пород	4 „
5. Кремнистые породы серые, массивные	1 „
6. Известняки пелитоморфные, серые и светло-серые, с гнездами известняков битуминозных, с позднепермской микрофауной	5 „
7. Кремнистые породы синевато-серые и светло-серые	6 „
8. Песчаники алевритистые тонко- и мелкозернистые, зеленовато-серые и темно-серые	70 „
9. Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, серые и зеленовато-серые	85 „
10. Алевролиты темно-серые, перемятые, с будинами тонко- и мелкозернистых серых песчаников	60 „
Общая мощность по разрезу около 350 *м*.	

Более низкие горизонты, обнаженные в соседних ключах, представлены переслаиванием темно-серых перемятых алевролитов с кремнистыми породами и песчаниками. Мощность кремнисто-терригенной толщи в бассейне р. Сибайгоу 500—600 *м*.

В верховье р. Тетюхе к верхней перми отнесена толща грубо- и тонкозернистых песчаников с прослоями глинистых сланцев и известняков, описанная в 1953 г. Г. П. Вергуновым по ключу Дождевому (пос. Краснореченский). Толща содержит характерный комплекс фораминифер, представленный, по М. И. Сосниной, такими формами, как *Glomospira* sp., *Endothyra* (?) sp., *Schubertella* aff. *kingi* Dunbar et Skinner, *Ozawainella* sp., *Codonofusiella* sp., *Orientella* sp.

В 1958 г. А. И. Жамойда установил наличие верхнепермских отложений по ключу Мраморному, нижнему правому притоку р. Тетюхе. Им приведен следующий разрез:

1. Алевролиты и мелкозернистые песчаники с редкими прослоями (до 0,5 *м*) среднезернистых песчаников и кремнисто-известняковых брекчий	165—185 *м*
2. Светло-серые кремнистые сланцы	10 „
Задернованный склон на протяжении 10 *м*.	
3. Светло-серые, плотные, мраморовидные известняки с фораминиферами плохой сохранности	10 „
Задернованный склон на протяжении 20 *м*.	
4. Кремнистые сланцы	20 „
5. Темно-серые алевролиты и мелкозернистые песчаники с редкими маломощными прослоями среднезернистых песчаников. Среди песчаников в 40 и 70 *м* от подошвы слоя по разрезу расположены линзы ноздреватых грубозернистых песчаников и мелкообломочных известняково-кремнистых брекчий	100 „

http://jurassic.ru/

6. Темно-серые известняки с фораминиферами . . . . . 20 *м*
7. Темно-серые тонкополосчатые алевролиты с прослоями желтоватых мелкозернистых песчаников. Линзы грубозернистых песчаников . . 50 „
8. Темно-серые среднезернистые алевролиты с прослоями грубозернистых песчаников, содержащих мелкую гальку кремнистых сланцев . . 40 „

Общая мощность толщи около 450 *м*.

В известняках (слой 6) М. И. Сосниной определены: *Frondicularia* sp., Ammodiscidae, Palaeotextularidae, *Endothyra*(?) sp., *Reichelina* sp. (*R.* aff. *rhomboides* Sosn. (msc), *Globivalvulina* sp., *Ocanthularia* (?) sp. По заключению М. И. Сосниной, перечисленные фораминиферы имеют явно выраженный верхнепермский облик. Род *Reichelina* является руководящим для верхней перми области Тетиса, в частности для Южного Приморья.

В рифогенных массивах известняков Восточно-Кавалеровского района позднепермский комплекс фузулинид известен на отдельных участках известняков гор Ким, Кавалерово и ключа Точильного. Для него характерны виды *Rauserella sphaeroidea* Sosn., *R.* cf. *errotica* Dunb., *Verbeekina verbeeki* Geinitz, *Neoschwagerina margaritae* Deprat, *N. craticulifera* (Schwager), *N.* ex gr. *inflata* Sosn., *Praesumatrina* cf. *turgida* Sosn. и др. Горизонтальные мощности участков известняков, содержащих данный комплекс, составляют: на горе Ким 15—20 *м*, на горе Кавалерово — 800 *м*, по ключу Точильному — 50 *м*; вероятная истинная мощность известняков 200—300 *м*.

По предварительным данным А. П. Никитиной, верхнепермский возраст имеет часть известняков горы Белой в Ольгинском районе, охарактеризованная фораминиферами *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager), *Praesumatrina neoschwagerinoides* (Deprat) и *Yabeina* sp.

Бикинская зона

К верхней перми Ф. Р. Лихт в 1965 г. условно отнес кремнисто-терригенную толщу, протягивающуюся узкой полосой от водораздела р. Култуха и р. Шивка (правый приток р. Уссури) на северо-восток к Хор-Бикинскому водоразделу. Кроме того, отмечен ряд более мелких выходов в бассейне р. Култуха, обычно ограниченных разломами. Эта толща, по свидетельству Ф. Р. Лихта, без видимого несогласия залегает на песчано-сланцевой толще, отнесенной им к нижней—верхней перми. Она сложена кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, массивными и слоистыми, алевролитами, глинистыми сланцами, порфиритами (спилитами), их туфами, мелкозернистыми песчаниками (встречающимися в виде прослоев) и линзами известняков. Мощность толщи 1000 *м*.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Пермские отложения имеют в Приморье очень широкое распространение, встречаясь во всех структурно-фациальных зонах. Они отличаются большой изменчивостью мощностей и состава. Стратиграфия пермской системы в Приморье изучена значительно лучше, чем всех более древних отложений. Установлены оба отдела, каждый из которых подразделяется на два подотдела. Ярусы не выделяются ввиду больших различий дальневосточных фаунистических и флористических комплексов с европейскими. Внутри верхнего подотдела нижней перми и в верхней перми выделены горизонты. Корреляция разрезов приведена в табл. 7 и 8, распространение отложений и типы формаций показаны на рис. 47—51.

http://jurassic.ru/

Таблица 7

Схема корреляции разрезов нижнепермских отложений Приморского края

Подотдел	Местные зоны	Горизонт	Характерные комплексы фауны и флоры	Область палеозойской складчатости: Западно-Приморская зона — Краевская подзона	Ханкайский массив — Гродековская подзона	Южно-Приморская зона — П-ов Муравьева-Амурского
ний	Misellina claudiae, Cancellina ex gr. primigena	ловский	Фауна: *Aviculopecten* cf. *stepanovi* Kulik., *Pecten amuricus* Bittn., *Anodotophora (Myacites) canalensis* Kotl., *Orbiculoidea sibirica* Milorad., *Praeundolomya* cf. *concentrica* Dick., *Blanfordinia ovatum* Waag., *Pseudomussium sericeus* Vern. Микрофауна: *Pseudofusulina* ex gr. *krotowi* (Schellw.), *Ps. postcallosa* Bensh., *Ps.* aff. *quembelicompact* Sakagami et Omata, *Misellina claudiae* (Deprat), *M. paraclaudiae* Sosn., *Cancellina zarodensis* Sosn., *C.* aff. *sphaeroidea* A. M.-Maklay, *C.* ex gr. *primigena* (Hayden) Флора: *Annulina* (?) *planifolia* (Radcz.) Radcz., *Annularia* (?) *usjatensis* Radcz., *Koretrophyllites neocalamitoides* Radcz., *Equisetina tenuistriata* Radcz., *Paracalamites angustus* Such., *P. communis* Gorel., *P. brevis* Radcz., *P. angusta* Such., *P. tenuis* Radcz., *Prynadaeopteris tunguscana* (Schm.) Radcz., *P. maneichensis* f. *serotina* Radcz., *Pecopteris kuznetskiensis* Radcz., *P. comptula* Zal., *Cladophlebis* sp., *Zamiopteris schmalhausenii* Schwed., *Z. glossopteroides* Schm., *Z. kuznetskiana* Gorel., *Z. stanovii* Radcz., *Sphenopteris zalesskyi* Radcz., *S. kuznetskiensis* Radcz., *Noeggerathiopsis deržavinii* Neub., *N. deržavinii* f. *angustata* Radcz., *N. kryshtofovichii* Radcz., *N. latifolia*	Толща углисто-глинистых и углисто-графитистых сланцев с прослоями и линзами алевролитов, песчаников, известняков 3500—3700 *м*	**Решетниковская свита** Аркозовые песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, гравелиты, порфириты с фауной и флорой 700 *м*	**Поспеловская свита** Аркозовые песчаники, алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы, гравелиты, конгломераты, туфопесчаники с флорой и фауной 2000—2500 *м*

https://jurassic.ru/

Верх		Поспе	Neub., *N. radczenkoi* Gorel., *N. mitinaensis* Gorel., *N. oblongata* Radcz., *N. concinna* Radcz., *N. minax* Gorel., *N. orientalis* Radcz., *N. vittaefolia* Radcz., *Nephropsis orientalis* Radcz., *N. integerrima* (Schm.) Zal., *N. magna* (Zal.) Radcz., *Evenkiella* cf. *polenovii* Radcz., *Crassinervia sirkaschevii* (Chachl.) Radcz., *C. pentagonata* Gorel., *Condomajella inexplorata* Taras., *Calyccarpus parvulus* Radcz., *C. crassus* Taras., *Lepeophyllum peltiformis* Gorel., *L. parvum* Radcz., *Niazonaria angusta* Radcz., *Cordaicarpus tomiensis* Radcz.			
		Дунайский	Флора: *Sphenopteris asiatica* Zal., *Cardioneura topkiensis* Zal., *Angaropteridium buconicum* Tschirk., *Zamiopteris schmalhausenii* Schwed., *Noeggerathiopsis intermedia* Radcz., *Taibia turganensis* Zal.		?	?
Нижний	Schwagerina sphaerica var. gigas, Acervoschwagerina indolasa		Микрофауна: *Schubertella kingi* Dunbar et Skinner, *Sch. olgensis* Sosn., *Triticites schwageriniformis* Ros., *Tr. orreae* Sosn., *Tr. sinensis* subsp. *chabarovskensis* Sosn., *Tr. samarkaensis* Sosn., *Tr. pseudofusulinoides* Sosn., *Pseudofusulina sphaerica* subsp. *ussuriensis* Sosn., *Schwagerina sphaerica* var. *gigas* Tscherb., *Acervoschwagerina indolasa* Sosn.	?	?	?
			Подстилающие образования	?	S—D	?

https://zarussia.ru/

Подотдел	Местные зоны	Горизонт	Область палеозойской складчатости		Область мезозойской складчатости		
			Южно-Приморская зона			Прибрежная зона	
			П-ов Дунай	Даубихинская зона	Главный антиклинорий	гора Зарод	Бикинская зона
ний	Misellina claudiae, Cancellina ex gr. primigena	ловский	**Абрекская свита** Аркозовые песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, гравелиты, конгломераты, туфобрекчии с флорой 1800 *м*	**Эффузивно-осадочная толща** Кварцевые порфиры, фельзиты, порфириты, аргиллиты, алевролиты с флорой 600—900 *м*	**Ариаднинская свита** Филлитовидные глинистые сланцы, туфосланцы, туфопесчаники, прослои и линзы кремнистых пород, порфиритов, известняков с фауной 2000—3000 *м*	**Пантовая свита** Спилиты, порфириты, туфопесчаники, кремни, кремнистые алевролиты, глинистые сланцы, глыбы известняков 1000—1100 *м*	**Самурская серия, верхняя часть** Алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, прослои гравелитов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород, туффитов, порфиритов, их туфов, линзы известняков с фауной 2500—3000 *м*
				Веснянская свита Аркозовые песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, углистые аргиллиты, фельзиты и		Известняки с микрофауной 100—150 *м*	

http://jurassic.ru/

Верх		Поспе		кварцевые порфиры, гравелиты с флорой До 2100 *м*		Известняки с микрофауной 100—150 *м*	
		Дунайский	**Дунайская свита** Порфириты, кварцевые порфиры, кварцевые порфириты, их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфоалевролиты, кремнистые аргиллиты с флорой 750 *м*	**Дунайская свита** Вверху: порфириты, их туфы, алевролиты. Внизу: фельзиты, кварцевые порфиры, их туфы, туфобрекчии, алевролиты с флорой 4000 *м*	**Себучарская свита** Кремнистые породы, спилиты, порфириты, их туфы, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, линзы известняков с фауной До 3000 *м*		
Нижний	Schwagerina sphaerica var. gigas, Acervoschwagerina indolasa				**Удековская свита** Туфопесчаники, алевролиты, глинистые сланцы 900 *м*	Известняки с фауной До 50 *м*	
			S—S (?)	S—D (?)	C_3	C_3	C_3

https://jurassic.ru/

Отдел	Подотдел	Местные зоны	Горизонт	Характерные комплексы микрофауны, фауны и флоры	
Верхний	Верхний	Colaniella parva	Людянзинский	Микрофауна: *Colaniella parva* (Col.), *Palaeofusulina* (?) sp., мшанки	
	Нижний	Metadoliolina lepida	Чандалазский	Разнообразный комплекс фораминифер, среди которого доминирующее положение занимают высокоспециализированные формы: *Metadoliolina lepida* (Schwager), *Neoschwagerina craticulifera* (Deprat), *Lepidolina ussurica* Dutk., *Praesumatrina neoschwagerinoides* (Deprat) и др. Кроме того, часто встречаются *Sichotenella infirma* Sosn., *S. ussurica* Toum., *S. discoidea* Sosn., *S. maichensis* Sosn., *Parareichelina rhomboidea* Sosn., *P. mira* Sosn., *P. subangusta* Sosn., *Rauserella breviscula* Sosn., *P. sphaeroidea* Sosn., *Codonofusiella parva* Sosn., *C. sphaerica* Sosn., *Lantschichites elegans* Sosn. и мелкие фораминиферы *Nodosaria, Wanganella, Pachyphloia*	Фауна: *Orthotichia magnifica* Grab., *Enteletes tenuistriatus* (Masl.), *Streptorhynchus sinuatum* (Merla), *Cancrinella cancriniformis* (Tsch.), *C. koninckiana* (Vern.), *Substriatifera vladivostokensis* (Frcks), *Anidanthus ussuricus* (Frcks), *Yakovlevia mammatus* (Keys.), *Y. weyprechti* (Toula), *Dictyoclostus caucasicus* var. *peregrina* Frcks, *Liosotella licharewiana* Kotl., in litt., *Alexenia gratiosa* Waag., *Prorichthofenia ussurica* Lich., *Camarphoria margaritovi* Tsch., *Pterospirifer alatiformis* Lich., in litt., *Leptodus richthofeni* Keys. s. str., *Elivalyra* var. *lyraeformis* Tsch., *Spiriferella saranaeformis* Frcks, *Sp. litha* var. *restricta* Lich., *Spiriferina cristata* (Schloth.). Флора: *Koretrophyllites pseudodeliquscens* Radcz., *Annularia* (?) *jerunakovensis* Neub., *Pecopteris compta* Radcz., *P. synica* Zal., *Comia dentata* Radcz., *C. dentata* f. *brevis* Radcz., *Zamiopteris tajluganensis* Gorel., *Syniopteris* sp., *Noeggerathiopsis jerunacovensis* Radcz.
		Monodiexodina sutschanica		Микрофауна: *Minojaparella fusiformis* Sosn., *Metadoliolina dutkevichi* Sosn., *Monodiexodina sutschanica* Sosn., *M. wanganensis* Sosn. и мелкие фораминиферы	
			Владивостокский	Фауна: *Rhynchopora* sp., *Productus (Anidanthus)* aff. *ussuricus* Frcks, *Spirifer* sp., *Hustedia remota* var. *multiplicata* Lich., in litt., *Aviculopecten* sp. Флора: *Lobatannularia lingulata* Halle, *Callipteris sahnii* Zal., *Compsopteris tschircovae* Zal., *Thinnfeldia* (?) *paulovi* Zal., *Rhipidopsis angustilobata* Radcz., *Crassinervia iljinskiensis* Gorel., *Nephropsis* cf. *lampadiformis* Gorel., *Lepeophyllum* sp.	

https://jurassic.ru/

отложений Приморского края Таблица 8

Область палеозойской складчатости			
Западно-Приморская зона	Ханкайский массив	Южно-Приморская зона	
Краевская подзона	Гродековская подзона	П-ов Муравьева-Амурского	Дунайско-Сучанская подзона П-ов Трудный
	Пограничнетровская свита Вверху: глинистые и углисто-глинистые сланцы, песчаники, порфириты, дациты, их туфы. Внизу: туфопесчаники, туфоалевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, фельзиты, туфы, туфобрекчии с фауной 3000 *м*		**Людянзинская свита** Песчаники аркозовые, алевролиты, углистые сланцы, линзы известняков с фауной и микрофауной 500—600 *м*
Толща глинистых сланцев, алевролитов, известняков, известковистых туфов и туффитов 500 *м*	**Барабашская свита** Фельзиты, порфириты, их туфы, туфобрекчии, туффиты, туфопесчаники, песчаники, туфоалевролиты, известняки с фауной и флорой До 4500 *м* (До 3450 *м*, по-видимому, вместе с владивостокской свитой)	**Чандалазская свита** Песчаники, алевролиты, конгломераты, фельзиты, туфы, линзы известняков; туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, порфириты, кварцевые порфиры До 1250 *м*	**Чандалазская свита** Известняки, песчаники, алевролиты, туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии с фауной, микрофауной, флорой. Фельзиты, порфиритовые туфы, прослои углистых сланцев с фауной и флорой 600 *м*
?	?	**Владивостокская свита** Порфириты, кварцевые порфиры и их туфы, туфобрекчии, алевролиты с фауной и флорой До 2000 *м*	

https://jurassic.ru/

Отдел	Подотдел	Местные зоны	Горизонт	Область палеозойской складчатости: Южно-Приморская зона, Дунайско-Сучанская подзона, Бассейн р. Сучана	Область палеозойской складчатости: Даубихинская зона	Область: Главный антиклинорий
Верхний	Верхний	Colaniella parva	Людянзинский	**Ястребовская свита** Песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы с микрофауной 700 *м*	Толща известняков, песчаников и алевролитов с микрофауной До 200 *м*	**Извилинская свита** Песчаники, слюдистые песчаники и алевролиты с фауной и микрофауной 300 *м*
	Нижний	Metadiolina lepida	Чандалазский	**Чандалазская свита** Конгломераты, песчаники, алевролиты, реже туфы, крупные линзы известняков с фауной, микрофауной и флорой 400—1000 *м*	**Угодинзинская свита** Песчаники полимиктовые, конгломераты, алевролиты, линзы известняков с фауной и микрофауной 1100—1300 *м*	Толща туфогенных песчаников, туффитов и алевролитов с микрофауной, кремни До 1000 *м* Толща туфов, туфопесчаников и известняков с фауной и микрофауной До 100 *м*
		Monodiexodina sutschanica	Владивостокский	Порфириты, их туфы, фельзиты	**Каменушинская толща** Алевролиты, туфы, песчаники с фауной. 800 *м*. Туфогенно-осадочная толща. Туфопесчаники, порфириты, туфоконгломераты с фауной До 2500 *м*	?

https://jurassic.ru/

мезозойской складчатости

Главный синклинорий	Прибрежная зона		Бикинская зона
	Восточно-Кавалеровский район		
?			
Татибинская толща Песчаники аркозовые и полимиктовые, яшмы, кремнистые алевролиты, алевролиты, гравелиты, известняки, спилиты, порфириты и их туфы с фауной До 3000 *м*	Известняки с микрофауной 200—300 *м*	Толща песчаников, алевролитов, кремней и известняков с микрофауной 500—600 *м*	Кремнистые и кремнисто-глинистые породы, алевролиты, глинистые сланцы, туфы, порфириты, прослои песчаников, линзы известняков 1000 *м*
?		?	

https://jurassic.ru/

Нижнепермские отложения в начале своего формирования полностью унаследовали условия, существовавшие в конце каменноугольного периода (см. рис. 47). В зоне Главного антиклинория согласно на каменноугольных отложениях залегает терригенно-туфогенная удековская свита, в которой не известны органические остатки. В Прибрежной зоне распространены рифогенные известняки, связанные постепенными переходами с аналогичными породами каменноугольного возраста. Осадконакопление в морских геосинклинальных бассейнах продолжалось в Бикинской зоне и, по-видимому, в западной части Западно-Приморской зоны.

Дунайский горизонт, залегающий в нижней части верхнего подотдела, имеет значительно большее распространение. В области мезозойской складчатости он представлен геосинклинальными формациями: в зоне Главного антиклинория спилито-диабазовой, в Бикинской, кроме того, терригенно-кремнистой, в Прибрежной — рифогенными известняками. Краевые части области, ранее не подвергшиеся складчатости и длительное время (девон, карбон, начало ранней перми) являвшиеся областями сноса, в дунайское время стали ареной интенсивного вулканизма (см. рис. 48). Здесь, в пределах Алчанской, Даубихинской и Южно-Приморской зон, а также в краевых частях зоны Ханкайского массива и, возможно, в Хасанской подзоне в субаэральных или наземно-пресноводных условиях сформировались мощные (до 4000 *м*) толщи эффузивов среднего и кислого состава (андезитовая и порфировая формации). Эти толщи лежат резко несогласно на размытой поверхности среднепалеозойских отложений и прорывающих их интрузий.

Поспеловский горизонт, завершающий разрез нижней перми, залегает согласно на дунайском (см. рис. 48). В Прибрежной зоне к этому горизонту относятся рифогенные известняки, а внерифовая фация здесь представлена туфогенно-осадочными породами с кремнями (туфогенно-кремнистая и спилитовая формации). В зоне Главного антиклинория поспеловскому горизонту соответствует ариаднинская свита, представленная преимущественно терригенно-кремнистой и частично спилитовой формациями. Аналогичный состав эти отложения имеют, по-видимому, и в Бикинской зоне. В западной и южной частях Приморья поспеловский горизонт представлен пресноводными и прибрежно-морскими отложениями, среди которых преобладают аркозовые песчаники. Вулканические породы играют существенную роль лишь в Даубихинской зоне.

Общая мощность преимущественно континентальных отложений нижней перми в Хасанской подзоне оценивается в 3500 *м*, в Гродековской более 700 *м*, в Южно-Приморской зоне около 2500 *м* и в Даубихинской до 7000 *м*. Резкое возрастание мощности в последнем случае (возможно, несколько преувеличенная) связано со значительным развитием вулканогенных формаций. По сравнению с приведенными цифрами мощность нижнепермских рифогенных известняков чрезвычайно мала и не превышает 400 *м*, а мощность внерифовых отложений оценивается в 1000 *м*. Следует учитывать, что вследствие плохой обнаженности и сложной тектоники при определении мощностей отдельных свит и толщ могли быть допущены значительные ошибки.

Верхний отдел в нижней части представлен владивостокским горизонтом (см. рис. 49). В зонах Главного антиклинория и Прибрежной отложения этого возраста не известны. Непрерывное осадконакопление можно предполагать лишь в зонах Главного синклинория и Бикинской. В Южно-Приморской, Алчанской, Даубихинской, Западно-Приморской зонах и в краевых частях Ханкайского массива владивостокский горизонт представлен вулканогенными толщами андезитовой и липаритовой

https://jurassic.ru/

формаций, залегающими с небольшим несогласием или согласно на породах поспеловского горизонта. Накопление этих отложений происходило преимущественно в субаэральных и наземно-пресноводных, реже в прибрежно-морских условиях. Общая мощность горизонта на п-ове Муравьева-Амурского до 2000 *м*, а в Даубихинской зоне достигает 3300 *м*, хотя последняя цифра может быть и преувеличена.

Вулканическая деятельность в это время наиболее интенсивно проявилась вдоль разломов, ограничивающих Ханкайский массив (Западно-Приморский, Западно-Сихотэ-Алинский и Южно-Сихотэ-Алинский структурные швы). По-видимому, в конце максимального развития вулканизма в этих же районах произошло внедрение многочисленных интрузий. После эффузивного и интрузивного магматизма и происходившей одновременно и вслед за этим складчатости в западной части Приморья сформировалась относительно жесткая область палеозойской складчатости. В конце владивостокского времени эта область подвергалась размыву.

Чандалазский горизонт соответствует последней максимальной трансгрессии моря на территории Приморья (см. рис. 49). В пределах Главного синклинория в это время, вероятно, сохранялся морской бассейн, в котором отлагались геосинклинальные, в частности терригенно-кремнистые формации. В зоне Главного антиклинория в чандалазское время формировались морские туфогенно-осадочные отложения общей мощностью до 1000 *м*, которые легли несогласно на нижнепермские и более древние отложения. В Прибрежной зоне рассматриваемый горизонт представлен терригенно-кремнистыми отложениями с известняками. Вследствие незначительного распространения (они, как и другие палеозойские отложения, перекрыты мезозойскими и кайнозойскими толщами) их соотношение с более древними толщами не установлено.

В области палеозойской складчатости чандалазский горизонт залегает несогласно на владивостокском и более древних породах и отличается большим разнообразием слагающих его пород. Наиболее распространены здесь прибрежно-морские терригенные и туфогенно-осадочные отложения. В районах интенсивного вулканизма в предыдущее владивостокское время рассматриваемый горизонт также представлен вулканогенными толщами андезитовой и липаритовой формаций. Характерной особенностью чандалазского горизонта являются рифогенные известняки, слагающие массивы мощностью до 500 *м*. Эта фация наиболее распространена в Южно-Приморской зоне, особенно в ее восточной части (в бассейне р. Сучан) и в меньшей мере в Даубихинской, Алчанской и Западно-Приморской зонах.

Общая мощность чандалазского горизонта обычно около 1000—1300 *м*, а в Гродековской подзоне, по данным Ю. Б. Евланова, достигает 4500 *м*, однако эта цифра, вероятно, значительно завышена за счет включения в состав барабашской свиты близких по составу эффузивов владивостокского горизонта.

Формирование описываемого горизонта сопровождалось складчатостью, проявившейся, по-видимому, более интенсивно в конце чандалазского времени. Одновременно внедрились интрузии гранитоидов, еще более консолидировавших область палеозойской складчатости. Вслед за этим последовало поднятие, регрессия моря, и обширные территории Приморья, за исключением зоны Главного синклинория и, возможно, Култухинской подзоны, стали подвергаться размыву.

Людянзинский горизонт знаменует начало новой трансгрессии, получившей дальнейшее развитие в триасе (см. рис. 50). В зоне Главного синклинория продолжалось осадконакопление в морском геосинклинальном бассейне. В области палеозойской складчатости людянзин-

http://jurassic.ru/

ский горизонт залегает с размывом и угловым несогласием на породах чандалазского горизонта, прорывающих их гранитах и более древних породах. В Южно-Приморской и Даубихинской зонах и в Сандагоу-Окраинской подзоне Главного антиклинория людянзинский горизонт представлен прибрежно-морскими терригенными отложениями с маломощными горизонтами или линзами водорослево-мшанковых известняков, имеющими общую мощность до 700 *м*. В западной части Западно-Приморской зоны в составе горизонта присутствуют туфогенно-осадочные породы и эффузивы андезитовой формации. Общая мощность горизонта здесь возрастает до 3000 *м*.

Многочисленная фауна, содержащаяся в пермских отложениях, указывает на их формирование в морских бассейнах с нормальной соленостью, имевших связь с многими районами юго-восточной и южной Азии. Вместе с тем эта фауна резко отличается от бореальных фаун Забайкалья и Северо-Востока СССР. По мнению Б. К. Лихарева, она более всего сходна с фауной Юго-Восточной Монголии. Значительное количество своеобразных видов и разновидностей свидетельствует о специфических условиях жизни морских животных в пермских морях Приморья.

Флористические комплексы нижнепермских отложений, по данным Г. П. Радченко (Елисеева, Радченко, 1964), имеют много общего с флорами Кузнецкого бассейна. В верхнепермской флоре чандалазского горизонта Юго-Западного Приморья преобладают представители восточноазиатской флоры, в частности, из свиты шихезцы провинции Шаньси. Сицинский комплекс флоры из этого же горизонта, но из бассейна р. Сучан своеобразен: 28% видов являются формами, общими с наиболее молодыми флорами Кузнецкого и Тунгусского бассейнов, 14% относятся к восточноазиатским и 58% к местным формам.

Из полезных ископаемых, связанных с пермскими отложениями, наибольшее значение имеют известняки, отличающиеся высоким качеством. На базе месторождений верхнепермских известняков работают известковые заводы. Верхнепермские эффузивные породы используются для приготовления щебня при изготовлении сборного железобетона.

Скарновые поля и связанные с ними рудопроявления свинца, цинка, олова и других металлов связаны с пермскими известняками в Прибрежной зоне. В пределах Главного антиклинория в кремнисто-вулканогенных толщах имеются проявления фосфора. Эффузивные формации в краевых частях Ханкайского массива содержат проявления молибдена и других металлов. Пермские отложения являются вмещающими для ртутных проявлений в Сучанском районе, полиметаллических в Хасанской подзоне и других рудопроявлений в ряде районов края.

Дальнейшее изучение стратиграфии пермской системы должно проводиться путем комплексного (геохимического, металлогенического, петрографического и палеонтологического) исследования разрезов отдельных свит и их соотношения со смежными стратиграфическими подразделениями. Особенное внимание необходимо уделить слабо изученным зонам Главного антиклинория и Бикинской, Хасанской и Гродековской подзонам. При изучении геосинклинальных формаций важное значение имеет установление условий залегания известняков, содержащих фауну (линзы или глыбы). Палеонтологическими исследованиями целесообразно охватить наряду с фораминиферами, брахиоподами и флорой слабо изученные до сих пор группы ископаемых организмов — кораллы, мшанки, пелециподы, гониатиты и радиолярии. Последние являются единственными органическими остатками в кремнистых толщах геосинклинальных формаций. Почти не изучены позднепалеозой-

http://jurassic.ru/

ские споры и пыльца. В будущем они, несомненно, помогут осуществить более уверенную корреляцию между континентальными и прибрежно-морскими толщами.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В Приморском крае триасовые отложения имеют значительное распространение, особенно в его южной части, где установлен наиболее полный их разрез. В восточных районах края известен только верхний триас.

Первые находки триасовой фауны были сделаны В. П. Маргаритовым (1883) на западном побережье п-ова Муравьева-Амурского. Фауну изучали А. П. Карпинский (1888), К. Динер (1895) и А. Биттнер (1899). В геологической литературе сведения о триасовых отложениях Приморья появились в конце XIX—начале XX столетия в работах Д. Л. Иванова (1891) и П. В. Виттенбурга (1911, 1916а, 1918).

В первые годы Советской власти триас Южного Приморья изучали М. К. Елиашевич (1922) и Б. М. Штемпель (1926). А. Н. Криштофовичу, изучавшему континентальные отложения, принадлежит заслуга в выделении монгугайского комплекса флоры и установлении его триасового возраста.

Позднее триасовые отложения восточных районов края были описаны в работах Г. П. Воларовича и В. З. Скорохода (1935), В. З. Скорохода (1941) и др. Фауну рассматриваемой системы в эти годы изучала Л. Д. Кипарисова, а флору А. Н. Криштофович и В. Д. Принада.

В 40-х годах исследования триасовых отложений продолжались в основном в Южном Приморье, где В. В. Медведевым были составлены разрезы по бассейнам рек Батальянза, Пачихеза и Монгугай. В бассейне р. Кенцухе триасовые отложения картировали А. Ф. Баранов и С. А. Музылев. Специальные тематические исследования стратиграфии триасовых отложений Приморья проводил И. В. Бурий (1956, 1959).

Начиная с 1950 г. разработкой стратиграфической схемы триаса занимается большой коллектив геологов: А. А. Асипов, И. И. Берсенев, Ю. П. Бидюк, А. И. Бураго, А. И. Бурдэ, И. В. Бурий, Б. И. Васильев, Ю. Т. Гурулев, Ю. Б. Евланов, А. И. Жамойда, Н. С. Забалуева, А. Н. Калягин, М. В. Корж, Л. Д. Кипарисова, И. П. Макухина, В. В. Медведев, Н. Г. Мельник, Л. А. Неволин, Р. Е. Остроумов, Р. И. Соколов, О. Г. Старов и др.

Большая заслуга в изучении триасовой фауны пелеципод, брахиопод и аммонитов Приморского края принадлежит Л. Д. Кипарисовой, создавшей биостратиграфическую основу расчленения триасовой системы. Кроме нее, фауну триаса изучают Н. К. Жарникова и Ю. Д. Захаров, флору и И. Н. Сребродольская и С. А. Баюла. Литологией триасовых отложений занимались М. В. Корж и П. Е. Бевзенко.

Наиболее полно разрез триаса изучен в Южно-Приморской зоне, в Супутинской подзоне. В Сучано-Даданьшаньской и Суйфунской подзонах местами выклиниваются полностью или частично отдельные ярусы и даже отделы. В Даубихинской и Алчанской зонах нижний триас и анизийский ярус (?) сохранились от размыва на очень небольшой территории, тогда как верхний триас распространен более широко. В Сандагоу-Окраинской подзоне, судя по наличию позднепермской, среднетриасовой, позднетриасовой, раннеюрской и среднеюрской фауны в литологически однообразной толще, можно предполагать существо-

https://jurassic.ru/

вание непрерывного разреза от верхней перми до средней юры включительно.

На остальной территории областей мезозойской складчатости триасовые отложения представлены морскими геосинклинальными отложениями большой мощности, характерной особенностью которых является присутствие кремней в терригенных породах, а в ряде районов также порфиритов, спилитов и известняков. Эти отложения обычно бедны органическими остатками, интенсивно дислоцированы, распространены в плохо обнаженных районах, и поэтому их стратиграфия изучена недостаточно.

Ниже описана стратиграфия триаса по отделам. Характеристика нижне- и среднетриасовых отложений Сандагоу-Окраинской подзоны и Прибрежной зоны дана совместно. Описание триасовых отложений зоны Главного синклинория приведено в конце раздела.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнетриасовые отложения развиты в Южно-Приморской и Даубихинской зонах и предполагаются в Сандагоу-Окраинской подзоне, Главном синклинории и Прибрежной зоне.

Южно-Приморская зона

В Южно-Приморской зоне отложения нижнего триаса известны в Супутинской и Сучано-Даданьшаньской подзонах и в краевых частях Муравьевского антиклинория и Дунайско-Сучанской подзоны. Они прекрасно обнажены в береговых обрывах Амурского и Уссурийского заливов.

Повсеместно наблюдается трансгрессивное залегание триасовых отложений на более древних. Так, на о. Русском и в пади Тигровой, севернее ст. Надеждинской, нижний триас залегает на позднепермских гранитах, имея в основании базальный конгломерат, содержащий валуны и гальки этих гранитов. На п-ове Муравьева-Амурского и в бассейнах рек Лянчихе, Майхе, Перевозная и Супутинка нижний триас залегает с угловым несогласием на чандалазском и владивостокском горизонтах верхней перми (см. рис. 28, *А*, *Б*). Исключением является участок в бассейнах падей Шушарина, Казачья, Светланка и Момбобоза, где, по данным Н. Г. Мельника и Б. И. Васильева, нижнетриасовые отложения оленекского яруса без видимого углового несогласия перекрывают верхнепермские известняки предположительно людянзинского горизонта.

Нижний триас расчленен на два яруса: нижний — индский и верхний — оленекский.

Индский ярус подразделяется на толщу базальных конгломератов и толщу песчаников и гравелитов. В толще базальных конгломератов мощностью от 3,5 до 150 *м*, по Л. Д. Кипарисовой (1961), встречаются линзы и прослои песчаников с остатками наутилоидей *Gryphoceras* cf. *hexagonale* Dien. и цератитов *Xenodiscus nicolai* Dien., формами, близкими к формам из слоев с *Otoceras* Гималаев.

Толща песчаников и гравелитов мощностью 150—200 *м* содержит прослои и линзы ракушников с разнообразным комплексом аммоноидей: *Ophiceras* cf. *dharma* Dien., *Lytophiceras* aff. *kilenense* Spath, *L. russkiense* Kipar., *Glyptophiceras tobisinense* Kipar., *Vishnuites* (*Paravishnuites*?) sp. indet., *Metussuria secreta* Kipar., *Gyronites separatus* Kipar., *G.* (?) *subdharmus* Kipar., *G.* aff. *planissimus* Koken et Spath, *Meekoceras boreale* Dien., *M. subcristatum*

https://jurassic.ru/

Kipar., *Koninckites varaha* Dien., *K. timorensis* Wann., *K.* cf. *septentrionalis* Dien., *Paranorites* aff. *ambiensis* Waagen, *P. subhydaspis* Kipar., *Proptychites robinsoni* Kipar., *Nannites dieneri* Hyatt et Smith и пелециподы *Palaeoneilo, Macrodon, Anodontophora, Myophoria, Pseudomonotis, Gervillia, Velopecten, Nucula, Pteria, Mytilus, Enantiostreon, Cucullaea, Myoconcha.*

По Л. Д. Кипарисовой, приведенная фауна весьма близка к фауне нижнего цератитового известняка и цератитового мергеля Соляного кряжа, а также к фауне слоев с *Ophiceras* Кашмира и слоев с *Proptychites* (*Meekoceras*) других районов Гималаев. Эти слои, содержащие *Gyronites*, Л. Спатом (L. Spath, 1934) были объединены под названием гиронитовой зоны.

Опорный разрез рассматриваемых отложений описан И. В. Бурием по восточному берегу Уссурийского залива, севернее мыса Ком-Пихо-Сахо, где нижний триас резко несогласно залегает на разных горизонтах поспеловской свиты. Он представляется следующим образом:

1. Толща конгломератов. Крупногалечный конгломерат из валунов и галек песчаников, алевролитов и аргиллитов поспеловской свиты, известняков, розовато-серых лейкократовых гранитов, кварцевых порфиров и кремнистых сланцев; в верхней части горизонта появляются линзовидные прослои гравелитов и косослоистых песчаников . . . . . 30 *м*

2. Толща песчаников и гравелитов. Песчаники полимиктовые и граувакковые, разнозернистые, косослоистые, местами красноватые, с линзовидными прослоями гравелитов и конгломератов. Среди песчаников встречаются линзовидные прослои ракушников, состоящих из скоплений раковин *Myophoria* и *Gervillia* . . . . . 205 „

Из верхней части горизонта известна многочисленная богатая видами фауна пелеципод, по определению Н. К. Жарниковой, представленная: *Palaeoneilo (?) prynadae* Kipar., *P.* (?) cf. *elliptica* var. *praecursor* (Frech.), *Nucula goldfussi* (Alb.), *Cucullaea impressa* Muenst., *Macrodon* sp., *M.* ex gr. *inbricatus* Bitt., *Pteria ussurica* Kipar., *Claraia aurita* (Hauer), *C.* aff. *decidens* Bitt., *Eumorphotis iwanowi* (Bitt.), *E. multiformis* Bittn., *E. multiformis rigularaecosta* Kipar., *E. tenuistriata* Bitt., *Gervillia exporrecta* var. *linearis* Gordon, *G.* cf. *modiolaeformis* Gieb., *Entolium microtis* Bitt., *E. discites* Schloth., *Velopecten minimus* Kipar., *V. minimus* var. *laevis* Kipar., *V. minimus* var. *reticulata* Kipar., *V. bittneri* Kipar., *Clamys* (?) *kryshtofowichi* Kipar., *Pecten* aff. *sojalis* Witt., *Enatiostreon difformе* Schloth., *Mytilus eduliformis* Schloth., *Myoconcha* aff. *goldfussi* Dunk., *Myophoria laevigata* (Ziet.), *Anodontophora fassaensis* (Wissm.), *A. canalensis* (Cat.). Из цефалопод был обнаружен *Nannites dieneri* Hyatt et Smith.

Отложения *оленекского яруса* представлены в основном алевролитами, содержащими богатую фауну. По составу фауны в этой толще можно выделить две зоны: нижнюю — овенитовую и верхнюю — колумбитовую.

В нижней зоне цефалоподы представлены следующими формами оленекского яруса: *Trematoceras subcampanille* Kipar., *Pleuronautilus (Ussurinautilus) amurensis* Kipar., *Menuthionautilus kieslingeri* Coll., *Grypoceras ussuriense* Kipar., *Syringoceras praevolutum* Kipar., *Pseudosageceras schamarense* Kipar., *P. longilobatum* Kipar., *P.* cf. *mutilobatum* Noetl., *Cordillerites concinnus* Kipar., *Ophiceras gibbosum* Gries., *Lytophiceras sakuntala* (Dien.), *Glyptophiceras tobisinense* Kipar., *Dieneroceras schtempeli* Buriy, *Xenoceltites spitsbergensis* Spath, *Anaxenaspis orientalis* (Dien.), *Hedenstroemia* (*Anahedenatroemia*) sp., *Parahedenstsroemia* aff. *acuta* (V. Krafft), *Ussuria* aff. *schamarae* Dien., *U.* aff. *iwanowi* Dien., *Meekoceras gracilitate*

http://jurassic.ru/

White, *M. subcristatum* Kipar., *M. mushbachanum* White, *Submeekoceras ussuriensis* Kipar., *Flemingites prynadai* Kipar., *F. labaensis* Kipar., *Koninckites timorensis* (Wann.), *Paranorites* cf. *tuberculatus* (Smith), *Proptychites (Proptychites) latifimbriatus* (Kon.), *Owenites koeneni* Hyatt et Smith, *O.* cf. *kwangsiensis* Chao, *Prosphingites globosus* Kipar., *P. insularis* Kipar., *Subcolumbites multiformis* Kipar., *S. solitus* Kipar., *S. anomalus* Kipar., *Nannites dieneri* Hyatt et Smith, *Paranannites gracilis* Kipar., *P. suboviformis* Kipar., *P. minor* Kipar., *P.* cf. *aspenensis* Hyatt et Smith, *Eophyllites* cf. *refractus* Spath, *E. amurensis* Kipar., *Liophyllites praematurus* Kipar., *Arctoprionites nodosus* (Frebold), *A. tyrrelli* Spath, *Hemiprionites ornatus* (Mathews), *Gurleyites freboldi* Spath, *Anasibirites multiformis* Welter, *A. emmonsi* Mathews, *A. tenuistriatus* Waagen, а также 12 новых подвидов и 17 новых видов, выделенных И. В. Бурием и Н. К. Жарниковой.

Верхняя часть алевролитовой толщи оленекского яруса охарактеризована следующим комплексом фауны цефалопод: *Trematoceras* aff. *elegans* (Müenst.), *Lytophiceras russkiense* Kipar., *L. ptychoides* (Dien.), *Glyptophiceras* (?) *ignotum* Kipar., *G.* cf. *aequicostatus* Dien., *Dieneroceras chaoi* Kipar., *D. dieneri* Hyatt et Smith, *Xenoceltites spitsbergensis* Spath, *X.* cf. *subevolutus* Spath, *Meekoceras gracilitate* White, *Columbites parisianus* Hyatt et Smith, *C. ligatus* Smith, *C. spencei* Smith, *Nannites* cf. *septentrionalis* (Smith), *Megaphyllites immaturus* Kipar. и 16 новых видов и подвидов, выделенных И. В. Бурием и Н. К. Жарниковой, принадлежащих родам *Hemilecanites, Subdagnoceras, Paranorites, Columbites, Procolumbites, Albanites, Leiophyllites, Palaeophyllites, Keyserlingites, Hellenites.*

У мыса Ком-Пихо-Сахо оленекские отложения залегают согласно на индских и представлены толщей темно-серых алевролитов, разделенных на пять пачек:

1. Пачка тонкослоистых темно-серых алевролитов с прослоями аргиллитов, органогенных известняков и известковистых песчаников. Среди встречающихся здесь многочисленных известковистых конкреций и в прослоях известняка обнаружены многочисленные остатки фауны цефалопод и пелеципод. Так, в нижней части пачки, в слое органогенного известняка мощностью до 10 *см*, состоящего из скопления остатков цефалопод, были обнаружены: *Pseudosageceras* cf. *multilobatum* Noetl., *P.* ex gr. *multilobatum* Noetl., *Lytophiceras sakuntala* (Dien.), *Dieneroceras chaoi* Kipar., *D. schtempeli* Buriy, *D. tientungense* Chao., *Anaxenaspis orientalis* (Dien.), *Prionolobus* sp., *Flemingites* aff. *cirratus* (White), *Paranorites* sp., *Proptychites (Proptychites robinsoni* Kipar., *P. (Discoproptychites) septentrionalis* Dien., *Prosphingites ali* Arth., *P. ovalis* Kipar., *P. orientalis* Kipar., *Nannites dieneri* Hyatt et Smith, *N.* cf. *septentrionalis* (Smith.).

Выше этого слоя, в средней и верхней частях пачки, собран примерно сходный комплекс фауны: *Trematoceras subcampanile* Kipar., *Pseudosageceras* aff. *longilobatum* Kipar., *P.* ex gr. *multilobatum* Noetl., *Dieneroceras chaoi* Kipar., *Anaxenaspis orientalis* (Dien.), *Parahedenstroemia* aff. *acuta* (Krafft). *Parussuria compressa* (Hyatt et Smith), *Prionolobus* sp., *Meekoceras subcristatum* Kipar., *M.* aff. *gracilitates* White, *Submeekoceras ussuriense* Kipar., *Paranorites* cf. *tuberculatus* (Smith), *Proptychites (Proptychites) robinsoni* Kipar., *P. (Proptychites) latifimbriatus* (Kon.), *P. (Discoproptychites) septentrionalis* Dien., *P. (Discoproptychites)* aff. *walcotti* Hyatt et Smith, *P. (Discoproptychites) similis* Kipar., *P. (Discoproptychites) prynadai* Buriy, *Flemingites prynadai* Kipar., *Konickites timorensis* (Wann.), *Prosphingites* cf. *ali* Arth., *P. orientalis* Kipar., *Nannites dieneri* Hyatt et Smith, *N.* cf. *septentrionalis* (Smith).

Наряду с головоногими моллюсками рассматриваемая пачка содержит многочисленные остатки пелеципод, заметно отличающихся своим составом от вышеприведенного комплекса песчано-гравелитового горизонта: *Nucula goldfussi* (Alb.), *N. oviformis* (Eck), *Pteria ussurica* (Kipar.), *Claraia aurita* (Hauer), *C.* cf. *stachei* (Bitt.), *C.* cf. *tridentina* (Bitt.), *Eumorphotis mul-*

http://jurassic.ru/

tiformis (Bitt.), *Posidonia abrekensis* Kipar., *P.* cf. *tenuissima* Boehm., *Velopecten minimus* Kipar., *V. minimus* var. *laevis* Kipar., *V. minimus* var. *reticulata* Kipar., *V. bittneri* Kipar., *Anodontophora* cf. *fassaensis* (Wissm.), *Mysidioptera* sp. aff. *M. ambiqua* Bitt., *Mysidioptera* sp. aff. *M. gremblichii* Bitt.) . . . . . 20 *м*

2. Пачка тонкопереслаивающихся аргиллитов и известняков с фауной: *Trematoceras* aff. *elegans* (Müenst.), *Xenoceltites spitsbergensis* Spath, *Palaeoneilo, Leda, Meleagrinella, Posidonia, Velopecten, Anodontophora, Myophoriopis, Solenomya* и флорой *Neocalamites* . . . . . 10 „

3. Пачка черных тонкослоистых алевролитов, при выветривании дающих характерную мелкую щебенку, с прослоями (до 3—5 *см*) светло-серых известковистых песчаников с *Dieneroceras chaoi* Kipar., *Xenoceltites spitsbergensis* Spat. . . . . 40 „

4. Пачка алевролитов с известковистыми конкрециями и редкими прослоями известняка. Верхняя часть пачки имеет слой серого песчаника мощностью 6 *м*, содержащего многочисленные «шаровые» известковистые конкреции с фауной: наутилоидей — *Trematoceras* sp., *Pleuronautilus* sp., *Grypoceras ussuriense* Kipar., аммоноидей — *Xenoceltites spitsbergensis* Spath., *Prionolobus* sp., *Submeekoceras musbachanum* (White). Здесь же встречены остатки брахиопод, криноидей, чешуи рыб и грубые остатки флоры . . . 115 *м*

5. Пачка черных слоистых алевролитов и аргиллитов с прослоями известняка (5—7 *см*) с *Xenoceltites spitsbergensis* Spath., *Columbites* sp. . . 55 „

Нижние четыре пачки (1—4) представляют зону Owenites, верхняя же пачка (5) относится к зоне Columbites. Выше залегают алевролиты и песчаники анизийского яруса среднего отдела триаса. Суммарная мощность нижнего триаса 475 *м*.

В юго-восточной части о. Русского, по И. В. Бурию, в основании разреза на позднепермских гранитах залегают базальные конгломераты мощностью 40 *м*, прослеживающиеся от мыса Маргаритова до бухты Новый Джигит.

Выше лежат зеленовато-серые полимиктовые песчаники и гравелиты (125 *м*) с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов и ракушняков. В песчаниках встречена фауна гиронитовых слоев индского яруса: *Lytophiceras* aff. *kilenense* Spath, *L. russkiense* Kipar., *Glyptophiceras tobisinense* Kipar., *Metussuria secreta* Kipar., *Gyronites* aff. *planissimus* Koken et Spath, *Meekoceras boreale* Dien., *M. subcristatum* Kipar., *Paranorites* aff. *ambiensis* Waag., *Proptychites (Proptychites) robinsoni* Kipar., *Eumorphotis iwanowi* Bittn., *E. maritima* Kipar., *E. multiformis* (Bittn.), *Claraia* aff. *decidens* Bittn., *C.* cf. *tridentina* (Bittn.), *Gervillia exporrecta* Leps., *Myophoria laevigata* (Ziet.), *Myalina* cf. *schamarae* Bittn.

Песчаники индского яруса резко, через слой брекчий, сменяются темно-серыми глинистыми алевролитами мощностью около 50 *м*, содержащими слои черных алевролитов и аргиллитов, многочисленные известковистые прослои и конкреции, в которых в нижней части горизонта встречена фауна *Subcolumbites* cf. *multiformis* Kipar. В верхней части горизонта содержатся многочисленные представители рода *Columbites*. Выше алевролиты перекрываются «пятнистыми» песчаниками анизийского яруса.

В Супутинской подзоне нижнетриасовые отложения обнажены на западном берегу Амурского залива, около мыса Атласова. В основании разреза залегают базальные конгломераты мощностью более 150 *м*, слагающие мыс Атласова, выше которых прослеживаются зеленовато-серые песчаники, содержащие фауну гиронитовой зоны индского яруса.

Даубихинская зона

Нижнетриасовые отложения в Даубихинской зоне были установлены в 1961 г. А. И. Бураго на левобережье р. Даубихе близ с. Андреевка и в бассейнах правых притоков р. Заблуда (ключи Известковый

http://jurassic.ru/

и Теплый). Общая площадь их распространения едва достигает 3 *км*². Рассматриваемые отложения с размывом, но без видимого углового несогласия залегают на угодинзинской свите (верхняя пермь) и согласно перекрываются горизонтом мелко- и грубозернистых песчаников предположительно анизийского возраста.

Разрез отложений нижнего триаса изучен А. И. Бураго на правобережье ключа Известкового по редким горным выработкам. Здесь на песчаниках и алевролитах угодинзинской свиты залегает толща конгломератов, условно относимая к индскому ярусу. Она согласно перекрыта толщей песчаников и алевролитов оленекского возраста.

Толща конгломератов индского возраста представлена конгломератами от средне- до крупногалечных с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников. Состав галек: граниты, фельзиты, кварцевые порфиры, кремни, порфириты, редко известняки и песчаники. Цемент песчаный. Мощность 25—30 *м*.

Толща песчаников и алевролитов оленекского возраста имеет следующий разрез:

1. Песчаники тонкозернистые, алевритистые, тонкослоистые, зеленые с *Posidonia* cf. *ussurica* Kipar., *Paranannites* (?) sp. indet.	25—30 *м*
2. Песчаники тонкозернистые, зеленые, с прослоями алевролитов песчанистых, тонкослоистых, зеленовато-серых	15 „
3. Алевролиты песчанистые, зеленые и серо-зеленые, тонкослоистые с *Anodontophora* sp. indet., *Posidonia* cf. *ussurica* Kipar.	45—50 „
4. Песчаники тонкозернистые, зеленые, желтовато-зеленые, алевритистые, тонкослоистые с *Xenoceltites* aff. *spitsbergensis* Spath., *Pteria ussurica* Kipar., *Eumorphotis himaica ussuriensis* Kipar. (in coll.), *E.* aff. *occidentalis* (Whiteaves)	60—65 „
Мощность толщи песчаников и алевролитов — 145—160 *м*.	

Общая мощность нижнего триаса 170—190 *м*.

В составе нижнетриасовых отложений повсеместно преобладают тонкообломочные породы. Базальный горизонт конгломератов и песчаников на левобережье руч. Шишов Ключ не обнаружен. По-видимому, он выклинивается в восточном направлении по мере удаления от береговой линии раннетриасового моря. В этом же направлении уменьшается размер обломочного материала и степень насыщенности пород ископаемыми фаунистическими остатками.

Приведенный список фауны нижнего триаса бассейна р. Даубихе указывает на оленекский возраст этих отложений. Об этом же свидетельствует наличие среди них цефалопод *Paranannites* (?) sp. indet., *Xenoceltites* aff. *spitsbergensis* Spath. Кроме того, заслуживает внимания обилие вида *Posidonia* cf. *ussurica* Kipar., который в Южном Приморье впервые появляется в овенитовой зоне оленекского яруса и не встречается в индском ярусе.

По всей вероятности, как и в Южном Приморье, к индскому ярусу здесь может быть отнесен горизонт базальных конгломератов.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднетриасовые отложения развиты в Южно-Приморской и Даубихинской зонах, в Сандагоу-Окраинской подзоне, в Главном синклинории и в краевых частях Прибрежной зоны.

Южно-Приморская зона

Среднетриасовые отложения в Южно-Приморской зоне распространены там же, где и нижнетриасовые. Они представлены морскими отложениями анизийского яруса, морскими и лагунными образова-

http://jurassic.ru/

ниями ладинского яруса. И. В. Бурий считает, что в ладинских отложениях присутствуют также и континентальные осадки.

Отложения *анизийского яруса* залегают согласно на оленекских алевролитах и представлены двумя литологически отличными друг от друга толщами: толщей пятнистых полимиктовых песчаников; алевролитов и туфов и толщей аркозовых песчаников и алевролитов. Названные две пачки обнажены на о. Русском. Нижняя из них имеет мощность около 280 *м*, верхняя 40 *м* (видимая мощность). Ладинские слои здесь не известны. К северу в бассейне р. Лянчихе появляются отложения ладинского яруса.

И. В. Бурий приводит следующий разрез отложений анизийского яруса по правому борту среднего течения р. Лянчихе:

1. Песчаники мелкозернистые, алевритистые, со следами ползания червей и текстурами взмучивания, грубополосчатые с конкрециями и септариями известковистого песчаника с *Gymnites* sp. и *Sturia japonica* Diener. . . 280 *м*
2. Песчаники светло-серые и зеленовато-серые, кварц-полевошпатовые, мелкозернистые и среднезернистые массивные . . . . . 30 „

Мощность анизийских отложений по разрезу 310 *м*.

Аналогичный состав анизийские отложения имеют в бассейнах рек Перевозная, Каменушка, Волхушка, Батальянза, Большая Пачихеза и др. Мощность нижней части отложений анизийского яруса к северу от бассейна р. Лянчихе увеличивается до 400 *м* (Падь Крутая — левый приток р. Батальянза). Эти отложения представлены преимущественно алевритистыми мелкозернистыми и тонкозернистыми песчаниками со следами жизнедеятельности червей и текстурами взмучивания. Еще далее на север и северо-запад мощность этой пачки уменьшается, в ее составе появляются прослои мелкозернистых и среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Так, например, суммарная мощность кварц-полевошпатовых песчаников в бассейне р. Лянчихе составляет 20—30 *м*, по р. Каменушка достигает 60—80 *м* при общей мощности пачки 230 *м*.

Верхняя часть отложений анизийского яруса, выделявшаяся многими геологами под названием пачки аркозовых песчаников, заметно увеличивается по мощности с юга на север: на о. Русском — 40 *м*, в верховье р. Перевозной — 240 *м*. Наибольшие мощности отложения анизийского яруса имеют в бассейнах рек Каменушка, Волхушка и Перевозная, наименьшие на п-ове Муравьева-Амурского. В восточном направлении отмечается уменьшение крупности обломочного материала, слагающего анизийские отложения, и граница между нижней и верхней частями постепенно стирается. Наиболее восточный разрез, где еще возможно расчленение анизийского яруса на две части, как на п-ове Муравьева-Амурского, расположен у с. Петровка на правобережье р. Шитухе. Здесь в береговых обнажениях вскрыты:

1. Алевритистые песчаники грубополосчатые. Видимая мощность 100 *м*.
2. Песчаники мелко- и среднезернистые, массивные, с прослоями алевролитов и песчаников тонкозернистых. Видимая мощность 130 *м*.

К востоку от с. Петровка (начиная с верхней части бассейна р. Шитухе) анизийские отложения практически не отличимы от нижнетриасовых. Именно поэтому здесь и на восточном побережье Уссурийского залива в 1956 г. Б. И. Васильевым была выделена шимеузская свита, объединяющая нерасчлененные нижне- и среднетриасовые отложения. Выделение анизийского яруса здесь стало возможным только после тщательного изучения фаунистических остатков. Эта работа была выполнена в последние годы Л. Д. Кипарисовой и Н. К. Жарниковой.

http://jurassic.ru/

Отложения *ладинского яруса* наиболее широко распространены в Супутинской подзоне, где они без видимого углового несогласия залегают на отложениях анизийского яруса. Далее на восток в бассейнах рек Шитухе, Таудеми, Кангауз и на восточном побережье Уссурийского залива эти отложения отсутствуют. Появляются они снова лишь в северо-восточной части Сучано-Даданьшаньской подзоны, в бассейне р. Малаза, по ключу Стариков и пади Ималиновской. Анизийские отложения здесь не установлены. Предполагается, что образования ладинского яруса залегают непосредственно на пермских отложениях, вероятно, относящихся к людянзинскому горизонту.

На мысе Атласова, по данным А. А. Асипова и И. В. Бурия, охарактеризованные фауной ладинские отложения с размывом залегают на нижнетриасовых алевролитах и песчаниках, имея в основании слой крупно- и среднегалечникового конгломерата мощностью около 1 *м*.* В других районах Приморья подобный размыв отсутствует и в бассейнах рек Лянчихе, Батальянза, Перевозная, Сан-Пауза ладинские отложения залегают на анизийских без перерыва.

Наибольших мощностей (400—550 *м*) ладинские отложения достигают в бассейнах рек Большая Пачихеза и Волкуша (бассейн р. Супутинка). На этих участках отмечается переслаивание пачек песчаников и алевролитов мощностью 10—20 и 50—100 *м*. Так, в разрезе по ключу Тракторному (правый приток р. Большая Пачихеза) в составе ладинских отложений Ю. Б. Евланов и Н. Г. Мельник (1963) выделяют три пачки.

1. Песчаники алевритистые, алевролиты песчанистые черные с *Daonella moussoni* (Merl.) . . . . . 130 *м*
2. Песчаники среднезернистые, кварц-полевошпатовые . . . . . 100 „
3. Песчаники тонко-, мелко- и среднезернистые, черные, с прослоями алевролитов, с редкими *Daonella* sp. . . . . 130 „

Мощность отложений ладинского яруса здесь 360 *м*.

В 5 *км* юго-восточнее на левобережье среднего течения р. Большая Пачихеза и в бассейне р. Волкуша мощность пород ладинского яруса увеличивается до 500—550 *м*. Здесь собраны аммониты, которые содержатся в алевролитовых пачках *Trematoceras* aff. *elegans* (Muenst.), *Paraceratites* ex gr. *binodosus* Hauer, *Ceratites* sp. indet., *Anaxenaspis* aff. *middlemissi* (Dien.), *Procladiscites* sp.

Характерна для ладинского яруса пачка черных, часто сланцеватых алевролитов с многочисленными *Daonella moussoni* Merian, *D. densisulcata* Yabe et Shim. и др. Эта пачка известна в Приморье под названием горизонта «даонелловых сланцев». Слагая нижнюю часть ладинского разреза, она прослеживается в пределах всего Южного Приморья и используется в качестве маркирующего горизонта.

Даубихинская зона

В бассейне р. Даубихе к *анизийскому ярусу* предположительно относится толща мелкозернистых и крупнозернистых песчаников, распространенных на правобережье ключа Известкового. Верхняя и нижняя границы не установлены. Песчаники залегают, по-видимому, согласно на охарактеризованных фауной тонкослоистых алевролитах и тонкозернистых песчаниках нижнего триаса. Площадь их распространения едва достигает 0,5 *км*². Нижняя часть толщи мощностью 85—90 *м* сложена среднезернистыми и мелкозернистыми песчаниками с прослоями крупнозернистых алевролитов, грубозернистых и гравелистых песчаников.

* По данным Н. К. Жарниковой, в подстилающих ладинские отложения слоях собрана анизийская фауна. *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

Верхняя часть мощностью 30 *м* представлена песчаниками мелкозернистыми и редко среднезернистыми, слюдистыми, зеленовато-серыми и грязно-зелеными, иногда с полосчатой текстурой.

Среди песчаников обычно преобладают полимиктовые разности, лишь некоторые по составу приближаются к аркозовым. Окатанность кластического материала очень плохая. По литологическим особенностям описываемые песчаники сходны с песчаниками, лежащими в основании анизийского яруса в верховье рек Перевозная, Озерный Ключ и др. Учитывая этот факт и возможное отсутствие перерыва в осадконакоплении между ними и оленекскими алевролитами, можно предположительно отнести их к анизийскому ярусу.

Ладинские отложения в Даубихинской зоне не обнаружены.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные нижне- и среднетриасовые отложения описаны в Главном антиклинории, Главном синклинории, Прибрежной зоне и в Сучано-Дадаиьшаньской подзоне (Южное Приморье).

В Сандагоу-Окраинской подзоне (Главный антиклинорий) на верхнепермской извилинской свите согласно залегает толща песчаников и алевролитов общей мощностью до 400 *м*. В этой толще И. В. Бурий и Н. К. Жарникова впервые обнаружили ладинскую фауну. В дальнейшем рассматриваемую толщу изучали Ю. П. Бидюк, А. А. Асипов и др.

Ю. П. Бидюк приводит следующий разрез этой толщи, составленный по правому борту долины р. Правая Поперечка.

1. Песчаники среднезернистые, темно-серые, кварц-полевошпатовые, в верхней части с прослоями гравийных и конгломератовидных песчаников.
2. Песчанистые алевролиты с прослоями в нижней части тонкозернистых светло-серых и серых песчаников. В алевролитах многочисленные фукоиды и отпечатки раковин *Daonella.*

Общая мощность 400 *м*.

Выше согласно залегают карнийские песчаники с *Monotis pinensis* West. В других местах Сандагоу-Окраинской подзоны ладинский ярус представлен такой же существенно алевролитовой толщей мощностью 300—400 *м*.

В общих чертах ладинские отложения этой подзоны и Южно-Приморской зоны сходны. Различие в отсутствии в первых более или менее мощных горизонтов мелкозернистых и среднезернистых песчаников и в увеличении мощностей алевролитов с *Daonella.*

В северо-восточной части Сучано-Дадаиьшаньской подзоны, в верховьях рек Малаза (левый приток р. Сучан) и Вангоу (верхний приток р. Судзухе) на верхнепермских отложениях, вероятно, относящихся к людянзинскому горизонту, залегает толща алевролитов мощностью 300—500 *м*. Эта толща содержит ладинскую фауну: *Macrodon* cf. *beyrichi* Stromb., *Daonella moussoni* (Mer.), *D. densisulcata* Yabe et Shim., *Monophyllites* sp. indet. Соотношение ладинских отложений с выше- и нижележащими здесь не ясно. И. В. Бурий считает, что эти отложения отделены несогласиями от пермских и, возможно, вышележащих карнийских отложений. А. А. Асипов, И. И. Берсенев и другие допускают наличие непрерывного разреза от людянзинского горизонта верхней перми до средней юры включительно.

В пределах Главного синклинория, в бассейне р. Таухе, на водоразделе рек Таухе и Судзухе и в бассейне верхнего течения р. Судзухе близкая по составу толща залегает на верхней перми и перекрывается верхним триасом. В долине ключа Талингоу И. В. Бурием и Н. К. Жарниковой (1961б) описана толща, представленная чередующимися пес-

https://jurassic.ru/

чаниками и алевролитами с *Beyrichites*(?) sp. indet., *Nucula* sp. indet., *Leda* sp. indet., *Macrodon* cf. *beyrichi* Stromb., *Lima* sp. indet., *Anodontophora*(?) sp. indet. Мощность слоев 30—150 *м*. Общая мощность толщи более 600 *м*. Описанные отложения перекрыты норийскими алевролитами с *Monotis ochotica* (Keys.).

В Прибрежной зоне, в Восточно-Кавалеровском районе, к нижнему и среднему триасу относится толща кварц-полевошпатовых и полимиктовых песчаников с отдельными пачками алевролитов, кремнистых алевролитов и кремней. Эта толща распространена на правобережье р. Сибайгоу и в бассейнах ее правых притоков. Контакт между пермскими и нижне-среднетриасовыми отложениями тектонический. Схематический разрез рассматриваемой толщи описан А. И. Бураго по правобережью р. Сибайгоу (ключ Лесопильный):

1. Песчаники полимиктовые, грязно-зеленые, от средне- до грубозернистых, с включениями обломков черных алевролитов и голубовато-зеленых кремнистых пород размером до 1—2 *см*	более 150 *м*
2. Алевролиты кремнистые, зеленовато-серые	25 „
3. Песчаники полимиктовые, серо-зеленые, среднезернистые, слюдистые, с включениями обломков (2—3 *мм*) кремнистых пород . . .	5 „
4. Алевролиты сильно перемятые, с будинами песчаников, мелко- и тонкозернистых, слюдистые с растительным детритом	5 „
5. Песчаники грубозернистые, кварцевые и кварц-полевошпатовые, с включениями обломков зеленовато-серых кремней и черных алевролитов	140 „
6. Алевролиты темно-серые, переслаивающиеся с кремнистыми алевролитами и кремнями	90 „
7. Песчаники мелко-, средне- и грубозернистые, кварцевые и кварц-полевошпатовые, с включениями обломков алевролитов и кремней . .	100—160 „

Выше через небольшое нарушение залегают перемятые алевролиты, содержащие верхнетриасовую фауну *Monotis ochotica* (Keys.).

Суммарная мощность по приведенному разрезу около 570 *м*.

Эти цифры характеризуют, вероятно, неполную мощность толщи, так как ширина ее выхода на дневную поверхность достигает 2—3 *км* при общем крутом падении пород. По всей вероятности, общая мощность составляет 1200—1500 *м*. Песчаники слоев 1 и 3 сходны со «слюдистыми» песчаниками, распространенными в Сандагоу-Окраинской подзоне, где они залегают на толще, содержащей линзы известняков с верхнепермской микрофауной, и без видимого перерыва перекрываются карнийскими алевролитами и песчаниками.

Характерной особенностью песчаников слоев 5 и 7 является их кварцевый и кварц-полевошпатовый состав. Обычно содержание кварца в породе 80—90%, иногда в отдельных образцах достигает 100%. Кремнистые алевролиты и кремни содержат радиолярии плохой сохранности. К нижнему — среднему триасу описанная толща отнесена на основании стратиграфического положения между фаунистически охарактеризованными верхнепермскими и верхнетриасовыми отложениями.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнетриасовые отложения распространены во всех структурно-фациальных зонах Приморья, за исключением Ханкайского массива и Бикинской зоны. Они представлены карнийскими и норийскими ярусами, подразделяющимися в ряде случаев на свиты или толщи.

В Суйфунской подзоне, на площади развития континентальных отложений, оба яруса объединены в монгугайскую свиту.

В бассейне р. Монгугай (Западное Приморье) залегают континентальные угленосные отложения, охарактеризованные богатым комплексом ископаемой флоры. Эти отложения с 1917 г. изучал А. Н. Криштo-

http://jurassic.ru/

фович и с 1919 г. — М. К. Елиашевич. А. Н. Криштофович (1921 г.) разделил угленосную «юру» на два яруса. Нижние слои, содержащие комплекс более древней флоры, которая считалась аналогичной флоре юрских слоев Тонкина, были им выделены в монгугайский ярус, возраст которого определялся от верхов триаса до низов лейаса. Верхние же слои, сопоставляемые по более молодой флоре с серией отложений Тетори и Нактонга, были им названы никанским ярусом доггер-мальма. Такое подразделение «юрских» отложений было принято и М. К. Елиашевичем (1922б).

В. З. Скороход (1941) обнаружил, что местами континентальные отложения монгугайского яруса разделены слоями с морскими позднетриасовыми пелециподами. На основании этого он предложил нижнюю часть континентальных отложений выделить в монгугайскую свиту, а верхнюю отнести к рэту. В. В. Медведев (1942—1948 гг.) отнес монгугайскую свиту к низам карнийского яруса. И. В. Бурий (1956) подтвердил присутствие морских слоев с карнийской (как к этому времени выяснилось) фауной, разделяющих континентальные отложения, а также было установлено наличие морских отложений с норийской фауной в кровле разреза континентальных отложений. Таким образом, были отвергнуты представления о наличии отложений рэтского яруса, а вся толща верхнетриасовых отложений получила четырехчленное деление.

В Супутинской подзоне в качестве эталонов для стратиграфической схемы верхнетриасовых отложений обычно принимают хорошо изученные и палеонтологически богато охарактеризованные разрезы, составленные на п-ове Муравьева-Амурского и севернее по долинам рек Пачихеза, Супутинка и Раковка. Опираясь на эти материалы, Межведомственное стратиграфическое совещание (Решения..., 1958) выделило в составе верхнего триаса четыре свиты — нижнюю монгугайскую, нижнюю монотисовую, верхнюю монгугайскую и верхнюю монотисовую, относя первые две к нижнекарнийскому и верхнекарнийскому подъярусам, а две последние — к нижненорийскому и верхненорийскому подъярусам. Такое расчленение обосновывалось фауной (Л. Д. Кипарисова) и флорой (А. Н. Криштофович, И. Н. Сребродольская).

В 1964—1965 гг. Второе Дальневосточное стратиграфическое совещание нашло целесообразным присвоить свитам географические наименования. Нижняя монгугайская свита была названа садгородской, нижняя монотисовая — песчанкинской, верхняя монгугайская — амбинской и верхняя монотисовая — перевознинской свитами. Для континентальных отложений Суйфунской подзоны был сохранен термин монгугайская свита; последняя отвечает карнийскому ярусу и нижненорийскому подъярусу.

В качестве руководящих видов для садгородской свиты были приняты *Neocalamites carrerei* (Zeill.) Halle, *Taeniopteris stenophylla* Krysht., *T. spathulata* McClell, *Cladophlebis vaccensis* Ward., и др. Песчанкинскую свиту характеризуют морские пелециподы *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Tosapecten suzukii* (Kob.), *Palaeopharus oblongatus buriji* Kipar., *Pleuromya submusculoides* Kipar. Амбинской свите свойственна флора *Neocalamites carrerei* (Zeill.) Halle (только в основании), *Equisetites* sp., *Clathropteris meniscioides* (Brong.), *Dictyophyllum nathorsti* Zeill., *D. mongugaicum* Srebr., различные виды *Taeniopteris, Thinnfeldia, Feildenia* и др. Руководящими формами перевознинской свиты являются *Monotis ochotica* (Keys.) с вариететами, изредка *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Tosapecten subhiemalis* Kipar. и некоторые брахиоподы.

http://jurassic.ru/

Южно-Приморская зона

В Южно-Приморской зоне развиты карнийские и норийские отложения. Отложения *карнийского яруса* подразделяются на толщу плитчатых песчаников и алевролитов, садгородскую и песчанкинскую свиты.

Толща плитчатых песчаников залегает согласно на ладинских отложениях. Она распространена в Супутинской подзоне в бассейнах рек Супутинка, Раковка, Перевозная, Батальянза, Песчанка, Лянчихе. Мощность ее от 100 до 600 *м*. Однообразный состав толщи затрудняет ее расчленение. В бассейне р. Перевозной А. И. Бураго (1960 г.) подразделил толщу на две пачки — нижнюю, существенно алевролитовую мощностью 40—50 *м* и верхнюю, представленную переслаиванием плойчатых тонкозернистых песчаников с массивными мелкозернистыми песчаниками. Мощность верхней пачки 280 *м*.

На водоразделе рек Батальянза и Поповка разрез толщи, по А. И. Бураго, следующий:

1. Алевролиты черные, тонкопереслаивающиеся с песчаниками тонкозернистыми, плитчатыми, синевато-серыми	100—120 *м*
2. Переслаивание песчаников тонкозернистых, плитчатых с мелкозернистыми, массивными и плитчатыми	170—190 „
3. Песчаники мелкозернистые, плитчатые, с редкими прослоями темно-серых слоистых алевролитов	160—170 „
Мощность толщи 430—480 *м*.	

По данным Ю. Б. Евланова (1959 г.), мощность толщи плитчатых песчаников в бассейне р. Большая Пачихеза достигает 700 *м*. Почти везде в основании нижней пачки залегает слой зольного угля, углистых сланцев или углистых аргиллитов, имеющий сложное строение.

Песчаники, входящие в состав толщи, состоят на 50—70% из кварца, 25—30% полевых шпатов и 5—7% обломков пород (алевролитов, кислых эффузивов). Цемент базальный, глинисто-хлоритовый. По ряду литологических признаков устанавливается, что накопление толщи происходило в придельтовых участках опресненных лагун.

В 1960 г. в верховье р. Перевозной в углистых алевролитах, подстилающих толщу плитчатых песчаников, С. А. Баюла собрала и определила (А. И. Бураго, 1960 г.) *Podozamites angustifolius* Heer, *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Cycadocardium erdmanii* Nath. Кроме того, в этой же толще были собраны *Taeniopteris stenophylla* var. *mongugaica* Srebr. И. В. Бурий относит толщу плитчатых песчаников к верхам ладинского яруса, однако другие считают ее карнийской.

Садгородская свита представлена угленосными образованиями, имеющими распространение в бассейнах рек Пачихеза, Перевозная, Супутинка, Раковка, Майхе, Батальянза, Песчанка и Лянчихе, где давно были известны месторождения каменных углей. Садгородская свита залегает согласно на толще плитчатых песчаников. Разрез свиты, по И. В. Бурию (1959), следующий:

1. Конгломераты, состоящие из галек фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, кремнисто-глинистых сланцев, песчаников и алевролитов	1 *м*
2. Нижняя угленосная толща. Песчаники, алевролиты и аргиллиты, с четырьмя рабочими пластами каменного угля. В аргиллитах многочисленная флора (определения И. Н. Сребродольской): *Taeniopteris lanceolata* Oishi var. *minor* Srebr., *Cladophlebis vaccensis* Ward, *Parajacutiella mongugaica* Srebr. и др.	280 „
3. Средняя безугольная толща. Мелко- и среднезернистые песчаники с двумя прослоями мелкогалечных конгломератов	120 „
4. Верхняя угленосная толща, по литологическому составу и комплексу флоры сходная с нижней угленосной толщей, содержит семь пластов каменного угля	240 „
5. Толща «плитняковых» песчаников и алевролитов, состоящая из переслаивающихся песчаников и алевролитов, имеющих неопределимую флору	

https://jurassic.ru/

и один прослой углисто-глинистого сланца . . . . . 115 „
Общая мощность свиты по разрезу около 760 *м*.

Литологический состав и угленосность свиты выдерживаются почти по всему Южному Приморью, только в большинстве разрезов нет верхнего горизонта «плитняковых» песчаников и алевролитов, где песчанкинская свита залегает на более нижних горизонтах садгородской свиты. Мощность свиты 400—600 *м*. Садгородская свита содержит остатки следующей флоры: *Cladophlebis gigantea* Oishi, *Taeniopteris stenophylla* var. *mongugaica* Srebr., *T. lantschichensis* Srebr. и др.

В бассейнах рек Майхе и Шитухе, на побережье Уссурийского залива толща плитчатых песчаников карнийского возраста, а также образования ладинского яруса отсутствуют и на анизийских, а местами на нижнетриасовых отложениях с размывом залегают угленосные отложения садгородской свиты.

Разрез свиты по левому берегу р. Майхе изучен В. В. Медведевым. В ее основании залегают конгломераты (15 *м*), сменяющиеся слоем мелкозернистого песчаника и крупнозернистого алевролита (6 *м*). Над ним залегает толща мощностью более 240 *м*, состоящая из конгломератов (5 *м*) в основании, аргиллитов, алевролитов и песчаников, содержащих 21 прослой каменного угля мощностью от 0,05 до 0,80 *м*, из которых три имеют рабочую мощность. Общая мощность этих отложений 300—400 *м*. По литологическому составу и комплексу флоры толща параллелизуется с садгородской свитой. Не исключается принадлежность нижней части толщи к ладинскому ярусу. И. В. Бурий находит возможным относить нижнюю часть садгородской свиты к ладинскому ярусу.

Песчанкинская свита залегает согласно на садгородской. Она распространена в Супутинской подзоне и представлена песчаниками с прослоями синевато-темно-серых алевролитов и аргиллитов. Л. Д. Кипарисовой (1957 г.) свита разделена на три толщи, для каждой из которых помимо литологических особенностей характерен своеобразный фаунистический комплекс:

1) песчаники с *Oxytoma zitteli* (Tell.), *O. mojsisovicsi* Tell., *Tosapecten suzukii* Kob.;

2) алевролиты с *Otapiria ussuriensis* (Vor.);

3) песчаники с *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar.

В нижней толще, помимо указанных форм, встречаются *Leda* cf. *sulcellata* (Wissm.), *Chlamys mojsisovicsi* Kob. et Ichik., *Entolium kolymaense* Kipar., *Tosapecten subhiemalis* Kipar., *Gryphaea keilhaui* Bohm, *G. keilhaui* var. *omolonensis* Kipar. et Vial., *G. arcuataeformis* var. *kolymaensis* Vial., *Liostrea* sp. indet., *Myophoria rotunda* Alb., *Anodontophora muensteri* (Wissm.), *Palaeopharus (Palaeopharus) oblongatus buriji* Kipar., *P. (Palaeopharus) incertus* Kipar., *Pleurophorus sujfunensis* Kipar., *Triaphoris medwedewi* Kipar. (in coll.), *Pleuromya submusculoides* Kipar., *Spiriferina* sp., *Zeilleria* sp. indet., *Phynchonella* sp., криноидеи и морские ежи, денталиумы. В среднем горизонте, где преобладающим видом является *Otapiria ussuriensis* var. *chankaika* (Vor.), наряду с теми же формами, что и в нижнем горизонте содержатся *Halobia* ex gr. *zitteli* Lindstr., *Schafhaeutlia mellingi* (Hauer.), *Germanonautilus brooksi* Smith. и *Grypoceras buriji* Kipar., брахиоподы и растительные остатки (Taeniopteris sp.).

В береговом разрезе р. Супутинка, в средней части толщи, имеется характерный прослой туфобрекчий мощностью 8 *м*, с карманами размыва в нижней части и прослоем сажистого углистого сланца в верхней. Этот прослой по простиранию на востоке, в пади Кабаньей, переходит в пласт каменного угля. Туфообломочный материал туфобрек-

http://jurassic.ru/

чий представлен кристаллокластическими туфами андезитов и андезитовых порфиритов.

В верхней толще в песчаниках с *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar. содержатся *Schafhaeutlia* sp., *Monotis multicostata* Kipar., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Halobia* ex gr. *zitteli* Lindstr., *Entolium kolymaense* Kipar., *Tosapecten suzukii* (Kob.), *T. subhiemalis* (Kipar.), *Gryphaea keilhaui* Boehm., *Myoconcha* ex gr. *parvula* Woehrm., *Palaeopharus* (*Palaeopharus*) *oblongatus buriji* Kipar., *Pleuromya submusculoides* Kipar., *Zeilleria kolymensis* Moiss., *Germanonautilus* aff. *furlongi* Smith, гастроподы.

По заключению Л. Д. Кипарисовой (1958), фауна, характерная для песчанкинской свиты, принадлежит видам, встречающимся среди карнийских отложений Северо-Востока СССР и Японии. По возрасту свита соответствует верхам карнийского яруса.

Мощность свиты 450—520 *м*.

В Сучано-Даданьшаньской подзоне, в бассейне р. Малаза, нижней части карнийского яруса соответствует толща песчаников и алевролитов общей мощностью 50—300 *м*. В основании разреза она содержит *Sirenites kiparisovae* Zharnikova. В верхней части разреза в бассейне р. Вангоу, по С. М. Тащи, она содержит *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Posidonia* cf. *subwengensis* Kipar., *Halobia austriaca* Mojs.

Отложения *норийского яруса* в Супутинской подзоне подразделяются на амбинскую и перевознинскую свиты.

Амбинская свита залегает на морских отложениях песчанкинской свиты. Это угленосные наземно-пресноводные отложения. Свита выделена и описана И. В. Бурием. Опорный разрез расположен на правобережье р. Амба-Бира, около с. Або. Кроме того, свита изучалась по обнажениям п-ова Речного и Федоровских сопок, в устье р. Суйфун, в бассейнах рек Супутинка, Перевозная и др.

Рассматриваемая свита представлена песчаниками и алевролитами, содержащими 19 пластов и прослоев каменного угля, из которых три пласта имеют мощность более 2 *м*. Кроме того, имеются прослои туфогенных песчаников.

В свите собран большой комплекс ископаемой флоры, который, по заключению И. Н. Сребродольской (1958), заметно отличается от флоры садгородской свиты. Для рассматриваемой свиты характерны папоротники из семейства Dipteridaceae — *Clathropteris meniscioides* Brongn., *Dictyophyllum nathorsti* Zeill., *D. mongugaicum* Srebr. и др. По И. Н. Сребродольской, этот комплекс имеет наибольшее сходство с верхнетриасовой флорой Японии. Мощность 320—400 *м*.

Перевознинская свита завершает разрез верхнего триаса Южного Приморья, залегая согласно на угленосных отложениях амбинской свиты. Она сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с богатой количественно, но бедной в видовом отношении морской фауной пелеципод.

Наиболее полно разрез представлен в береговых обнажениях по ключу Смольному, левому притоку р. Перевозная. Здесь на амбинской свите залегают мелко- и крупнозернистые песчаники, местами известковистые, с прослоями алевролитов. В нижней части свиты выделяется прослой мелкогалечного конгломерата. В средней части собрана фауна норийского яруса: *Nucula* sp. indet., *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. ochotica* var. *pachypleura* Tell., *M. ochotica* var. *aequicostata* Kipar., *M. jakutica* (Tell.), *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Entolium kolymaense* Kipar., *Tosapecten subhiemalis* Kipar., *Lima* sp. indet., *Anodontophora* sp. indet., *Cardita* cf. *mansuyi* Reed., *Spiriferina* sp., *Zeilleria* sp.

http://jurassic.ru/

Свита перекрывается юрскими отложениями, залегающими несогласно, с заметным размывом. Мощность свиты от 20 до 120 *м*.

В Сучано-Даданьшаньской подзоне в бассейне р. Малаза норийские отложения, относимые к перевознинской свите, залегают на карнийских породах. Они представлены переслаивающимися алевролитами и песчаниками с многочисленной фауной *Monotis ochotica* (Keys.).

А. И. Бураго составлен следующий разрез норийского яруса:

1. Песчаники тонкозернистые с прослоями мелкозернистых, темно-серые, массивные	12—15 *м*
2. Песчаники темно-серые, алевритистые, тонкозернистые	10 „
3. Песчаники мелко- и среднезернистые, серые, массивные, с растительными остатками	7—10 „
4. Песчаники тонкозернистые, темно-серые, часто кремнистые, с прослоями кремнистых алевролитов темно-серых с брекчиевидной текстурой с *Monotis ochotica* (Keys.)	32—35 „
5. Песчаники среднезернистые, зеленовато-серые, массивные	20 „
6. Переслаивание песчаников тонкозернистых, темно-серых, алевролитов черных и песчаников среднезернистых, серых, массивных. В нижней части интервала встречаются остатки фауны	90—100 „
Общая мощность толщи 170—190 *м*.	

Выше с невыясненными соотношениями залегают светло-серые мелкозернистые песчаники, условно отнесенные к юре.

По фауне описанная толща имеет норийский возраст. Отсутствие в составе приведенного разреза слоев с типичным для Южного Приморья верхнекарнийским комплексом фауны дает основание предполагать наличие перерыва в осадконакоплении в конце карнийского — начале норийского века.

Приведенный выше разрез отложений норийского яруса сходен с верхней частью разреза, описанного В. С. Шкодзинским в 1961 г. в верховье р. Вангоу (см. ниже), и отличается от последнего отсутствием нерасчлененных карнийско-норийских слоев.

Суйфунская подзона

В южной части Суйфунской подзоны, в бассейне р. Монгугай, верхнетриасовые отложения подразделяются на толщу плитчатых песчаников и монгугайскую свиту. Упомянутые отложения хорошо изучены на Монгугайском каменноугольном месторождении.

Толща плитчатых песчаников имеет непостоянный состав и часто меняющуюся мощность от нескольких десятков метров до 200 *м*, а местами полностью выклинивается. В ее составе преобладают зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники с глинисто-хлоритовым цементом и характерной плитчатой отдельностью. Кроме того, присутствуют среднезернистые песчаники и черные слоистые алевролиты.

Монгугайская свита лежит на описанной выше толще с конгломератами в основании. В. И. Подолян и Б. М. Рыжук предполагают в ее основании небольшой размыв, что хорошо объясняет непостоянство мощности плитчатых песчаников. Указанные геологи делят монгугайскую свиту на три подсвиты: нижнюю (угленосную), среднюю (безугольную) и верхнюю (угленосную).

Нижняя (угленосная) подсвита сложена в основном мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, среди которых вскрыто 12 пластов каменного угля. Угольные пласты не выдержаны по простиранию, быстро меняют мощность, часто выклиниваясь полностью или замещаясь углистыми алевролитами и аргиллитами. Угли тощие, высокозольные, трудно обогатимые.

http://jurassic.ru/

Среди песчаников кроме мелкозернистых встречаются грубозернистые и гравелистые. Мощность подсвиты 375—480 *м*.

Из нижней подсвиты А. Н. Криштофовичем, И. Н. Сребродольской и другими по сборам различных исследователей определены: *Cladophlebis gigantea* Oishi, *Taeniopteris stenophylla* var. *mongugaica* Srebr., *T. paraspathulata* Srebr.

Средняя подсвита сложена мелко-, средне- и грубозернистыми полимиктовыми песчаниками. Присутствуют крупнозернистые алевролиты и алевролиты с *Schizoneura* sp. A., *Neocalamites* sp., *Dictiophyllum* sp., *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. raciborskii., Taeniopteris* (Oldham) Zeiller, *Podozamites* sp. (сборы М. Е. Каплан, И. Н. Сребродольской и Т. О. Молотковой). Мощность подсвиты около 230 *м*.

Верхняя подсвита имеет существенно песчаниковый состав. Преобладают среднезернистые разности, среди которых встречаются прослои тонко- и мелкозернистых песчаников и алевролитов. Из десяти пластов угля два имеют рабочую мощность, но из-за высокой зольности они не являются промышленными. Песчаники верхней подсвиты по составу аналогичны песчаникам средней подсвиты. Мощность верхней подсвиты 500 *м*.

И. Н. Сребродольской (1958) выделено два комплекса монгугайской флоры. Нижний присутствует в нижней подсвите и характеризует карнийский ярус, верхний содержится в средней и верхней подсвите и соответствует по возрасту норийскому ярусу. Общая мощность верхнего триаса в Суйфунской подзоне 1300—1400 *м*. Сопоставление угленосных отложений триаса Южного Приморья приведено на рис. 10. Выше с размывом залегают нижнемеловые отложения.

Даубихинская и Алчанская зоны

Верхнетриасовые отложения в этих зонах имеют широкое распространение. Они залегают с размывом на анизийских, нижнетриасовых или более древних породах. Обычно эти отложения содержат остатки фауны и флоры, что позволяет сопоставлять верхний триас с Южно-Приморскими разрезами.

Отложения *карнийского яруса* в этих зонах подразделяются на садгородскую свиту и вышележащую толщу песчаников и алевролитов.

В собственно Даубихинской зоне в основании разреза карнийского яруса залегает садгородская свита. В бассейне р. Яковлевка, по данным Г. П. Семенова, разрез этой свиты начинается разногалечными конгломератами (40 *м*), переходящими кверху в алевролиты, иногда чередующиеся с песчаниками (80—90 *м*), выше лежат песчаники (100—110 *м*). В алевролитах и песчаниках — флора *Taeniopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Podozamites* sp., *P. lanceolatus* L. et H., *Phoenicopsis* sp. (определения С. А. Баюла).

Более детально разрез верхнего триаса описан А. И. Бураго к северу от с. Андреевка, где на угодинзинской свите верхней перми с размывом залегает садгородская свита, в составе последней участвуют мелко- и тонкозернистые песчаники, черные алевролиты, углистые аргиллиты (мощность слоев 1—10 *м*). Общая мощность 130—135 *м*. Садгородская свита в бассейне р. Даубихе имеет мощность 130—300 *м* и быстро выклинивается в восточном и северо-восточном направлении.

На левобережье р. Даубихе, у с. Андреевка, по данным А. И. Бураго, на тонкозернистых песчаниках садгородской свиты согласно залегает толща песчаников и алевролитов:

https://jurassic.ru/

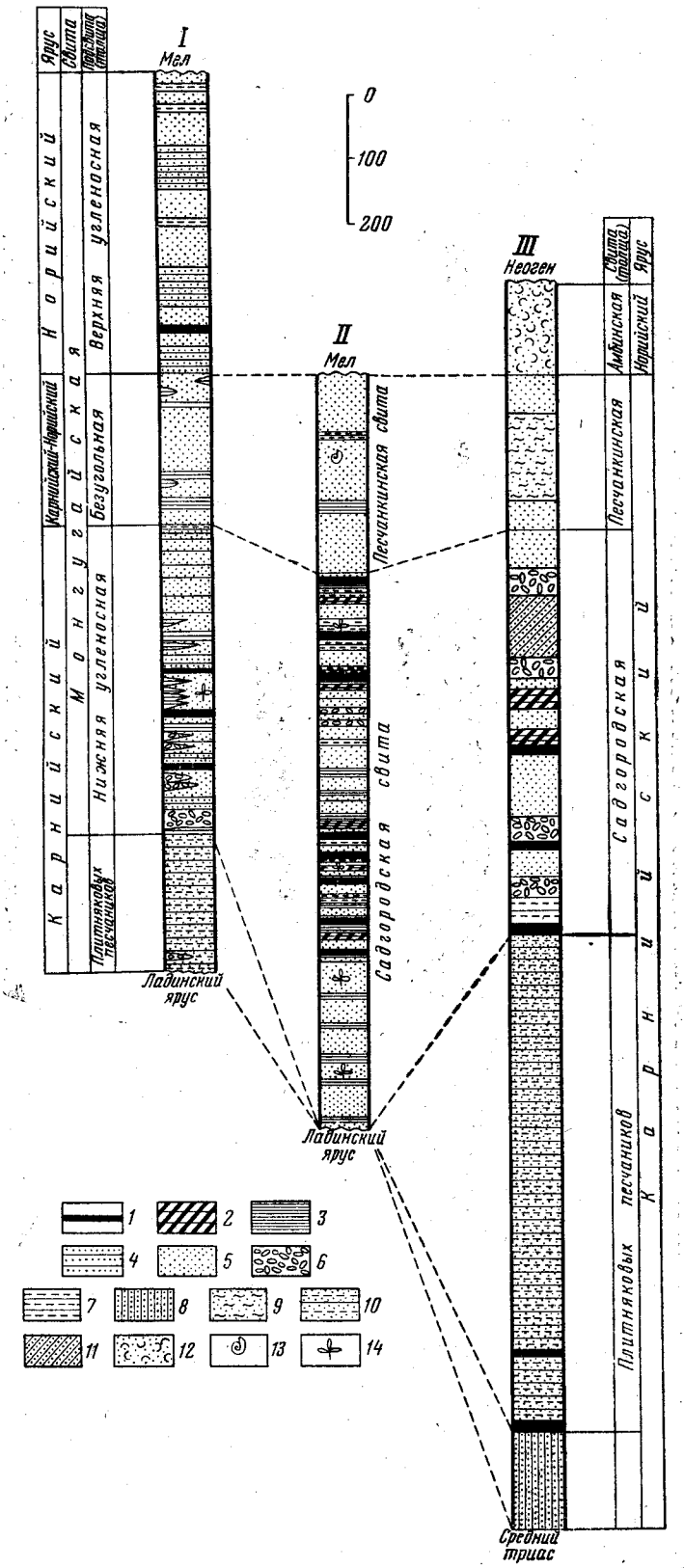


Рис. 10. Сопоставление угленосных отложений триаса

I — бассейн р. Монгугай, по Б. М. Рыжуку; II — бассейн р. Лянчихе, по Ю. Б. Евланову; III — реки Пачихеза и Батальянза, по В. В. Медведеву

1 — уголь; *2* — углистые сланцы; *3* — алевролиты; *4* — переслаивание алевролитов, песчаников и аргиллитов; *5* — песчаники; *6* — конгломераты; *7* — глинистые сланцы, аргиллиты; *8* — кварцевые песчаники; *9* — глинистые песчаники; *10* — плитняковые песчаники и алевролиты; *11* — аркозовые песчаники; *12* — туфогенные песчаники; *13* — фауна; *14* — флора

https://jurassic.ru/

1. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, серые, светло-серые и зеленовато-серые. 200—300 *м* северо-восточнее от места составления разреза были обнаружены и Н. К. Жарниковой определены: *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar., *M. scutiformis* var. *kolymica* Kipar., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Entolium kolymaense* Kipar., *Tosapecten subhiemalis* (Kipar.), *Myophoria* sp. . . . . 105—215 *м*
2. Алевролиты темно-серые, песчанистые, с прослоями *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar. . . . . 15 *м*
3. Песчаники тонко- и мелкозернистые . . . . . 80—90 „
4. Песчаники тонкозернистые, грязно-зеленые, с *Monotis pinensis* West. В 1—2 *км* южнее и севернее были обнаружены *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar., *Monotis yakutica* Tell. и *Halobia* sp. indet. (определения Н. К. Жарниковой) . . . . . 50 „
6. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, массивные . . . 50 „

Общая мощность 330—450 *м*.

Вышележащие горизонты могут быть отнесены уже к *норийскому ярусу:*

1. Алевролиты темно-серые, песчанистые, с прослоями песчаников мелкозернистых, серо-зеленых, массивных, с фауной *Monotis zabaikalica* Kipar. . . . . 25—30 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, серо-зеленые, массивные . . . . . 15—20 „
3. Алевролиты крупнозернистые, темно-серые, массивные . . . . . 75 „
4. Алевролиты темно-серые, массивные, в нижней части с *Monotis ochotica* (Keys.) . . . . . 125 „
5. Алевролиты крупнозернистые, темно-серые, алевритистые . . . 30—40 „

Выше залегает пачка песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с *Monotis ochotica* (Keys.) мощностью 220—250 *м*.

Суммарная мощность отложений верхнего триаса здесь 950—1290 *м*.

К северо-востоку от с. Андреевка, в окрестностях пос. Горного и далее в верховьях р. Шетухе верхний триас представлен исключительно морскими образованиями.

По данным И. К. Пущина и др. (1964 г.), карнийские отложения этого района представлены разнозернистыми песчаниками с линзами валунных конгломератов и с подчиненными прослоями алевролитов. Они залегают трансгрессивно и с угловым несогласием на верхнепермской угодинзинской свите (см. рис. 24, Б). Общая мощность отложений 450—600 *м*. Среди этих пород встречен богатый комплекс карнийской фауны: *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar., *M. multicostata* Kipar., *Halobia* sp. indet., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Gryphaea keilhau* Boehm., *G. arcuataeformis* Kipar., *Palaeocardita* sp. indet., *Spiriferina* sp. (*S.* aff. *pittensis* Smith).

Отложения норийского яруса состоят из литологически сходных с карнийскими песчаников и алевролитов, содержащих следующую фауну: *Monotis ochotica* (Keys.), *M. yakutica* Tell., *M. scutiformis* var. *typica* Kipar., *M. zabaikalica* Kipar., *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. ochotica* var. *aequicostata* Tell., *M. ochotica* var. *pachypleura* Tell., *Oxytoma czekanowskii* Tell., *Chlamys* (?) sp. indet., *Tosapecten subhiemalis* Kipar., *Rhaethina* sp., *Spiriferina* sp. (*S.* aff. *pitensis* Smith), *Zeilleria* cf. *kolymensis* Moiss.

Среди отложений норийского яруса имеются туфы порфиритов, представленные зеленовато-серыми породами, переслаивающимися с нормальными песчаниками. Общая мощность норийского яруса (возможно, завышенная) 2700 *м*.

На левобережье р. Шетухе и на водоразделе ключей Первого Дождевого и Второго Дождевого, по Ю. И. Максименко, в основании разреза залегает мелкогалечный конгломерат (15—20 *м*), гальки которого представлены порфиритами, фельзитами, гранитами, песчаниками, окварцованными алевролитами. Вся остальная часть разреза сложена разнообразными песчаниками, содержащими горизонты алевролитов,

http://jurassic.ru/

один горизонт туфобрекчий и один гравелитов. Песчаники от тонко- до среднезернистых, светло-серые, с зеленоватым или голубоватым оттенком, массивные и неясно слоистые, иногда туфогенные. Алевролиты — серые и светло-серые, массивные и слоистые, реже окремненные. Туфобрекчии — зеленовато-серые и буровато-зеленые породы, состоящие из угловатых обломков туфогенных песчаников, сцементированных туфовым материалом.

Общая мощность разреза 1900—1950 *м*.

В нижней части разреза мощностью 400—450 *м* встречается фауна *Monotis pinensis* West., свидетельствующая о принадлежности этой части разреза к карнийскому ярусу.

Выше в песчаниках обнаружены *Monotis ochotica* (Keys.), в средней части в алевролитах *Monotis zabaikalica* Kipar., *M. zabaikalica* var. *semiradiata* Kob. et Ichik., *M. ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. ochotica* var. *acutecostata* Trechm., *M. yakutica* Tell. Еще выше найдены *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *densistriata* Tell.* Эта часть разреза относится уже к норийскому ярусу.

К северо-востоку от р. Шетухе верхнетриасовые отложения известны по правому берегу р. Тудо-Ваку у с. Малиново. Здесь в разрезе вновь появляются континентальные толщи.

Нижнекарнийская континентальная толща представлена пачкой чередующихся песчаников и алевролитов с прослоями углистых сланцев и каменного угля. Мощность толщи 40 *м*.

Верхнекарнийские отложения представлены алевролитами и песчаниками с *Nucula* sp. indet., *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar., *M. pinensis* West., *Trigonodus* sp. indet., *Palaeopharus* (*Palaeopharus*) *oblongatus buriji* Kipar. (определения Л. Д. Кипарисовой и Н. К. Жарниковой). Мощность 120 *м*.

По-видимому, нижненорийский возраст имеет пачка чередующихся песчаников, алевролитов и углисто-глинистых сланцев с растительными остатками плохой сохранности (мощность 120 *м*).

Растительные остатки, собранные различными исследователями (Л. Д. Кипарисовой, Л. А. Неволиным, И. В. Бурием, С. А. Баюла и др.), по определению А. Н. Криштофовича, представлены типично монгугайскими формами *Neocalamites* sp., *Clathropteris meniscioides* Brongn., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Fout., *Cl. argutula* Hr., *Ginkgo sibirica* Hr., *Podozamites latifolius* Hr., *Podozamites* sp. cf. *P. distans* Presl., *Erethmophyllum saighanense* (Sew.) Thom.

Значительно шире распространены светло-серые, почти белые туфогенные кварц-полевошпатовые песчаники, являющиеся аналогами верхней монотисовой свиты. Отдельные горизонты песчаников переполнены раковинами *Monotis ochotica* (Keys.) и его вариететов. Эта толща, по данным Л. А. Неволина, широко распространена по правобережью р. Тудо-Ваку от с. Любитово до хутора Орехово, протягивается на северо-восток в бассейн р. Сандо-Ваку, где прослеживается до верховьев р. Третьячка.

В Алчанской зоне верхнекарнийские отложения известны в бассейне р. Большой Силан, где их изучал Е. А. Азаров, Е. П. Гуров и Б. Я. Черныш.

По данным Е. А. Азарова и В. И. Малыгина, разрез верхнего триаса начинается здесь с конгломератов, которые в верховье р. Ньюдихезы с размывом, но без углового несогласия залегают на верхнепермских известняках. Мощность конгломератов 15—30 *м*. Выше в раз-

* Вся фауна определена Н. К. Жарниковой.

http://jurassic.ru/

резе преобладают песчаники среднезернистые, светло-серые и серые аркозовые и полимиктовые, имеющие мощность, по данным Б. Я. Черныша, 200—300 *м*. Мощности, приводимые Е. А. Азаровым (2500 *м*), завышены за счет отнесения к триасу толщ нижнемелового возраста.

Л. Д. Кипарисовой из сборов Е. А. Азарова и Е. П. Гурова из верховьев р. Кушнарка и ключа Второго Левого определены *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Tosapecten subhiemalis* Kipar., *T.* ex gr. *hiemalis* Tell., *Palaeopharus* (*Palaeopharus*) *oblongatus buriji* Kipar. Эти отложения по литологическим особенностям и содержащейся в них фауне имеют большое сходство с верхнекарнийскими толщами Южного Приморья.

Выше с невыясненными соотношениями залегает толща норийского (карнийско-норийского?) возраста. Она имеет следующий разрез (по Б. Я. Чернышу):

1. Песчаники серые, мелкозернистые, полимиктовые	150—200 *м*
2. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, массивные и реже косослоистые, с обугленным растительным детритом и фауной *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *aequicostata* Kipar., *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. yakutica* Tell., *M. sublaevis* Tell. (сборы Е. А. Азарова и Е. П. Гурова, определения Л. Д. Кипарисовой и Н. К. Жарниковой). В низах пачки имеется пласт каменного угля мощностью 0,36 *м*	100 „
3. Песчаники серые и буровато-серые, среднезернистые и мелкозернистые, полимиктовые, с редкими прослоями гравийных конгломератов и алевролитов, с *Monotis ochotica* (Keys.)	400—500 „
Суммарная мощность 650—800 *м*.	

На левобережье р. Бикин, в бассейне р. Олон, по В. М. Чмыреву (1963 г.), на дневную поверхность выходят норийские отложения, представленные внизу толщей песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов с *Dictyophyllum* sp. мощностью 130 *м* (аналог амбинской свиты), в средней части — толщей песчаников и алевролитов с *Monotis ochotica* (Keys.) мощностью 180—200 *м* и в верхней — толщей песчаников и конгломератов мощностью 20—50 *м*.

В западной части Алчанской зоны в приустьевой части Черной речки, по Б. Я. Чернышу (1960 г.), обнажены алевролиты, иногда кремнистые и песчаники от мелкозернистых в низах толщи до грубозернистых и гравелистых, с линзами мелкогалечных конгломератов в верхах. В алевролитах и песчаниках содержится многочисленная норийская фауна. Н. К. Жарниковой из коллекции Б. Я. Черныша были определены различные вариететы *Monotis ochotica* (Keys.), а также *M. yakutica* Tell., *M. subcircularis* Gabb., *Tosapecten suzukii* (Kob.), *Myophoria* aff. *laevigata* (Zieten) и др. Общая мощность норийских отложений 500—600 *м*.

Характерной особенностью песчаных пород верхнего триаса Даубихинской и Алчанской зон является появление в их составе большого количества калиевых полевых шпатов и преимущественно кислых плагиоклазов. Это связано с размывом гранитоидов и метаморфических пород Ханкайского массива. По составу песчаники полимиктовые, часто приближающиеся к аркозовым, иногда встречаются граувакковые разности. Среди обломков пород преобладают кварциты и фельзиты, реже углистые сланцы, серицито-кварцевые и кремнистые породы, микропегматиты.

Заканчивая характеристику верхнетриасовых отложений Даубихинской и Алчанской зон, следует отметить наличие в верхней части разрезов норийского яруса грубообломочной толщи, венчающей собой мощный комплекс осадков карнийско-норийской трансгрессии. Эта толща как самостоятельное стратиграфическое подразделение впервые выде-

https://jurassic.ru/

лена на левобережье р. Даубихе в Яковлевском районе Ю. В. Барвинок и А. И. Бураго (1961 г.), мощность ее здесь от 230 до 450 *м*. В бассейне р. Шетухе в верхах норийского яруса также описаны аналогичные грубообломочные отложения, имеющие мощность около 300 *м*. В бассейне р. Большой Силан ее мощность увеличивается до 500 *м*.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

В пределах Главного антиклинория верхнетриасовые отложения распространены в Сандагоу-Окраинской подзоне. От верховьев р. Вангоу на юге до широты нижнего течения р. Даданцы на севере они протягиваются параллельно основным складчатым структурам в пределах полосы шириной 5—10 *км*. Выделяются карнийские, норийские и нерасчлененные карнийско-норийские отложения.

Первая находка триасовой фауны в пределах Главного антиклинория сделана В. Н. Яковлевым в 1949 г. в бассейне р. Сандагоу. Затем появились сведения о наличии верхнего триаса в бассейне р. Синанча (Ю. Я. Громов, 1953 г.), р. Нотто (В. Н. Силантьев, 1957 г.) и в других местах. В результате было установлено широкое распространение рассматриваемых образований в пределах Сандагоу-Окраинской подзоны.

Верхнетриасовые отложения залегают без видимого углового несогласия на алевролитах ладинского яруса, а там, где последние отсутствуют, на извилинской свите верхнепермского возраста. Характерной особенностью соотношений верхней перми и верхнего триаса является отсутствие между ними хотя бы незначительного углового несогласия и сколько-нибудь заметного стратиграфического перерыва. На протяжении почти 100—120 *км* верхнекарнийские — норийские отложения повсюду без признаков размыва залегают на сравнительно маломощном (в среднем 100 *м*) горизонте «слюдистых» песчаников. Это дало основание некоторым геологам (А. А. Асипов, И. И. Берсенев и др.) предположить наличие здесь непрерывного разреза от перми до верхнего триаса.

Карнийские отложения, соответствующие садгородской и песчанкинской свитам Южного Приморья, известны в южной части Сандагоу-Окраинской подзоны в верховьях р. Вангоу (правый приток р. Судзухе) и в бассейне р. Сандагоу (левый приток р. Улахе).

В бассейне верхнего течения р. Вангоу В. С. Шкодзинский к карнийскому ярусу относит нижнюю часть верхнетриасовой толщи, имеющей следующий разрез:

1. Аргиллиты темно-серые	35 *м*
2. Песчаники темно-серые, тонкозернистые, полимиктовые	35 „
3. Алевролиты и аргиллиты темно-серые	170 „
4. Песчаники темно-серые, полимиктовые	35 „
5. Аргиллиты темно-серые, слабоалевритистые	45 „

Общая мощность 320 *м*.

Из сборов В. С. Шкодзинского (левый борт долины р. Вангоу верхняя) Н. К. Жарникова определила *Halobia austriaca* Mojs.

Выше согласно лежат слои, возраст которых оценивается как карнийско-норийский:

1. Алевролиты темно-серые и песчаники тонкозернистые, темно-серые	30 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, серые, полимиктовые	20 „
3. Песчаники темно-серые, тонкозернистые с фауной	20 „
4. Конгломераты мелкогалечные, кремнистые	10 „
5. Песчаники средне- и мелкозернистые, серые	90 „
6. Песчаники темно-серые, тонкозернистые	30 „
7. Песчаники мелкозернистые, серые, полимиктовые	20 „
8. Аргиллиты, по простиранию переходящие в тонкозернистые песчаники	15 „

http://jurassic.ru/

9. Конгломераты мелкогалечные . . . . . 10 *м*
10. Песчаники тонкозернистые, темно-серые . . . . . 40 „
Общая мощность 300 *м*.

По левобережью ключа Длинного и р. Правая Вангоу в слоях, соответствующих нижней части приведенного выше разреза, В. С. Шкодзинским собраны, а Н. К. Жарниковой определены *Halobia austriaca* Mojs., *H.* cf. *plicosa* Mojs., *H.* cf. *superba* Mojs., *Oxytoma* ex gr. *czekanowskii* Tell., *Pleuromysidia* (?) aff. *dubia* Ichik. Из средней и верхней частей этого разреза Н. К. Жарниковой определены: *Monotis ochotica* (Keys.), *Monotis ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. ochotica* var. *eurhachis* Tell., *M. zabaikalica semiradiata* Kob. et Ichik., *M. yakutica* Tell., *M. sublaevis* Tell. Вероятно, нижнюю часть разреза (слои 1—3) следует относить к карнийскому ярусу и сопоставлять с песчанкинской свитой Южного Приморья, а мелкогалечные конгломераты (слой 4) считать базальными слоями лежащей выше норийской толщи.

Далее на север аналогичный разрез верхнего триаса наблюдается на правобережье р. Сандагоу у с. Архиповка. По данным И. В. Бурия, здесь, как и в бассейне р. Вангоу, карнийский ярус представлен 150-метровой толщей песчаников и алевролитов, содержащей карнийскую фауну *Entolium kolymaense* Kipar., *Palaeopharus? Pleuromya submusculoides* Kipar. (определение Л. Д. Кипарисовой). У с. Архиповка И. В. Бурием описана вышележащая толща алевролитов и песчаников *норийского* возраста.

1. Песчаники и алевролиты с *Monotis zabaikalica* Kipar. . . . 75 *м*
2. Брекчии с известковистым цементом . . . . . 5 „
3. Песчаники местами «пятнистые», с четырьмя прослоями алевролитов — ракушников, с многочисленными остатками *Monotis ochotica* var. *aequicostata* Kipar., *Monotis yakutica* Tell., *M.* cf. *sublaevis* Tell., *M. zabaikalica* Kipar. . . . . 215—220 „
4. Песчаники мелкозернистые и среднезернистые, с прослоями темных алевролитов, с растительными остатками . . . . . 160 „
5. Алевролиты темно-серые, с прослоями песчаника мощностью 4—5 *м* . . . . . 370 „
Общая мощность около 800 *м*.

Из-за сложной дислоцированности мощность отложений норийского яруса по приведенному выше разрезу может быть завышена в 1,5—2 раза. Соотношения норийских отложений с ниже- и вышележащими образованиями в бассейне р. Сандагоу не выяснены.

На правом борту долины р. Правая Поперечка выше ладинских алевролитов расположена толща мелко- и тонкозернистых песчаников мощностью до 300 *м* с *Monotis pinensis* West., характерным для верхов карнийского яруса. Еще севернее (до широты пос. Даданцы) карнийско-норийские отложения повсюду залегают на слюдистых песчаниках верхней перми и везде имеют однообразный, слабо меняющийся по простиранию литологический состав. В бассейнах рек Левая Синанча и Эрльдагоу, на водоразделе рек Синяя Ноттинская и Малая Поперечка они представлены в основном черными песчанистыми алевролитами с прослоями тонко- и мелкозернистых песчаников и линзами ракушников с фауной *Monotis pinensis* West., *M. scutiformis* var. *typica* Kipar., *M. yacutica* Tell., *M. ochotica* (Keys.), *M. zabaikalica* Kipar. (определение Л. Д. Кипарисовой и Н. К. Жарниковой).

И. П. Макухиной в бассейне р. Эрльдагоу по левому и правому бортам долины ключа Базовского составлен следующий разрез верхнего триаса:

1. Песчаники черные, тонкозернистые, переслаивающиеся с алевролитами черными, песчанистыми . . . . . 10 *м*

http://jurassic.ru/

2. Алевролиты черные, плотные, однородные . . . . . 80 „
3. Песчаники буровато-серые, мелко- и тонкозернистые, тонкослоистые 100 „
4. Алевролиты черные, песчанистые . . . . . 40 „
5. Песчаники буровато-серые, мелкозернистые, тонкослоистые . . . 10 „
6. Алевролиты черные, переслаивающиеся с песчаниками тонкозернистыми, серыми, содержащими *Monotis ochotica* (Keys.) . . . . . 30 „
7. Алевролиты черные, песчанистые, с линзовидными прослоями алевролитов и бурых тонкозернистых песчаников . . . . . 150 „

Общая мощность 420 *м*.

На других участках Сандагоу-Окраинской подзоны мощность верхнего триаса 300—500 *м*.

Отличен от всех других разрез норийского яруса на водоразделе ключа Березового и р. Сандагоу. Здесь, по данным А. М. Нехорошева (1961 г.), в составе 540-метровой существенно алевролитовой норийской толщи имеются три выклинивающихся горизонта порфиритов мощностью 15—20 *м* каждый. Они тяготеют к нижней части норийского разреза.

Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня

В пределах Главного синклинория верхнетриасовые отложения погребены под толщами юрского и мелового возраста и обнажаются лишь в его краевых частях — в Кавалеровском, Фурмановском и, вероятно, в Арму-Иманском и Верхне-Иманском районах.

В Кавалеровском районе верхнетриасовые отложения были установлены по ключу Силинскому. Наиболее древними из триасовых отложений этого района является силинская свита, залегающая в бассейнах ключей Силинского, Балаганного и р. Правая Эрдагоу.

Силинская свита изучена А. Ф. Барановым, С. А. Музылевым, В. И. Синяковым, Д. И. Ивлиевым, Ю. С. Липкиным, И. Н. Томсоном, Е. П. Сапрыкиным, А. А. Безруковым, Г. Б. Нарбутом и др., относившими ее к верхней перми. В последнее время работами А. И. Бураго, Г. Б. Нарбута и др. установлено, что известняки образуют не линзы, а экзотические глыбы и не могут характеризовать возраст вмещающих их пород. Этот вопрос стал ясен благодаря находке А. И. Бураго карнийской фауны в слоистых породах, слагающих свиту. Подстилающие силинскую свиту породы не известны, поскольку с окружающими толщами она имеет тектонический контакт. Разрез свиты, по А. И. Бураго и Г. Б. Нарбуту, следующий:

1. Алевролиты темно-серые . . . . . 2 *м*
2. Песчаники кварц-полевошпатовые, мелкозернистые, серые, массивные 4 „
3. Алевролиты зеленовато-серые и буровато-зеленые, с овалоидами песчаников мелкозернистых, кварц-полевошпатовых . . . . . 3 „
4. Песчаники кварц-полевошпатовые, среднезернистые и мелкозернистые, серые и зеленовато-серые, массивные . . . . . 13 „
5. Алевролиты темно-серые и пепельно-серые (в нижней части слоя) с будинами песчаников мелкозернистых, серых, полимиктовых . . . . 28,5 „
6. Песчаники кварц-полевошпатовые, мелкозернистые, серые . . . 7,5 „
7. Алевролиты темно-серые и зеленовато-серые, с овалоидами кремней и песчаников мелкозернистых, темно-серых . . . . . 31 „
8. Спилиты зеленовато-серые, выветрелые . . . . . 4,2 „
9. Кремни глинистые и глинисто-туфогенные, зеленовато-серые, местами черные . . . . . 6,8 „

В 3 *км* севернее по простиранию в описываемой пачке кремней, содержащей прослои известняков, А. И. Бураго были собраны, а Н. К. Жарниковой определены *Halobia* cf. *dilatata* Kittl., *H.* cf. *dilatata* var. *tetiuchensis* Kipar., *Halobia* sp. indet. aff. *charlyana* Mojs.

10. Алевролиты темно-серые, содержащие будины и прослои (0,5—2 *м*), мелкозернистых песчаников с прослоями мощностью 0,5—2 *м* . . . 18,2 „
11. Песчаники серые, среднезернистые, полимиктовые, массивные . . 3,6 „
12. Алевролиты темно-серые, с овалоидами мелкозернистых песчаников 6 „

http://jurassic.ru/

13. Кремни черные и темно-серые, массивные . . . . . 1,7 *м*
14. Алевролиты темно-серые, слоистые и массивные, часто перемятые с овалоидами (будинами?) и прослоями песчаников от тонко- до грубозернистых полимиктовых. В прослое известковистого тонкозернистого песчаника, имеющего мощность 70 *см*, А. И. Бураго обнаружены остатки *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. ochotica* var. *aequicostata* Kipar., *M. yakutica* Tell. . . . . 31,5 „
15. Песчаники мелко- и среднезернистые, полимиктовые, с прослоями алевролитов . . . . . 8 „
16. Песчаники крупно- и грубозернистые, серые, кварц-полевошпатовые, с включениями обломков кремней и алевролитов . . . . . 18 „
17. Алевролиты темно-серые, с прослоями песчаников грубозернистых, полимиктовых . . . . . 6,5 „
18. Песчаники крупно- и грубозернистые, аналогичные слою 16 . . . 4,5 „
19. Алевролиты темно-серые, рассланцованные, с включениями обломков песчаников, кремней, кремнистых алевролитов и известняков . . . . 61,5 „

Суммарная мощность разреза около 300 *м*.

Слои 1—9 относятся к карнийскому, а слои 10—19 к норийскому ярусам.

Южнее, в бассейне ключа Силинского, мощность норийских отложений, по данным Г. Б. Нарбута, возрастает до 500—570 *м*. Кроме того, в норийских отложениях, по данным того же автора, имеется пачка кремней мощностью 10 *м* и пачка кремнистых алевролитов мощностью около 100 *м*. Из сборов Д. И. Ивлиева, Г. Б. Нарбута, А. А. Безрукова и Н. С. Забалуевой, определены: *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* ex gr. *aequicostata* Kipar., *M. ochotica* var. *pachypleura* Tell., *M. ochotica* var. *eurhachis* Tell., *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M.* ex gr. *zabaikalica* Kipar.

В бассейне р. Лудье к самым верхам карнийского яруса относится сильно будинированная толща темно-серых алевролитов и зеленых полимиктовых песчаников, развитая по ключу Цинковому, где в пролювии А. И. Богдановым в 1961 г. были обнаружены *Monotis* aff. *pinensis* West. и *M.* aff. *scutiformis* var. *typica* Kipar (определения Н. К. Жарниковой). Названная выше толща алевролитов, кроме того, известна в бассейнах ключа Темного и р. Красной (верховье р. Даданцы), а также на правобережье р. Лудье. Все участки распространения толщи сильно задернованы, поэтому ее детальный разрез до настоящего времени не составлен.

Переход к вышележащей норийской толще переслаивания алевролитов и песчаников постепенный, без следов перерыва. Характерным признаком этой толщи являются розовато-серый и темно-сиреневый цвета пород, связанные с повышенным содержанием окислов железа в цементе, а также присутствие в разрезе кремнистых алевролитов и туффитов.

Эта толща распространена в верховье р. Даданцы (р. Красная, ключ Темный). В 1963 г. в ключе Грязном (левый приток р. Тананча) обнаружены *Monotis* (?) cf. *yakutica* Tell. и неопределимые обломки отпечатков раковин, возможно, из рода *Monotis ochotica* (Keys.). Мощность нижней толщи (верхнекарнийской) 400—500 *м*, верхней (норийской) 600—800 *м*.

У пос. Кавалерово А. Н. Калягиным описан следующий разрез:

1. Алевролиты темно-серые, трещиноватые с *Daonella* (?) sp. indet. (находка И. В. Бурия, определения Н. К. Жарниковой) . . . . . 18 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые . . . . . 3 „
3. Алевролиты темно-серые, слабо зеленоватые, с прослоями и будинами песчаников мелкозернистых, серых и зеленовато-серых . . . . 20 „
4. Песчаники тонкозернистые, серые и желто-серые . . . . . 1 „
5. Алевролиты темно-серые в средней части с линзами ракушника, с фауной *Monotis pinensis* West. (определения Н. К. Жарниковой) и с будинами известняков, глинистых, темно-серых . . . . . 6 „

http://jurassic.ru/

6. Песчаники мелкозернистые, серые, кварц-полевошпатовые . . . 1 *м*
7. Алевролиты темно-серые и зеленовато-серые, с будинами и прослоями песчаников мелкозернистых, зелено-серых и желто-зеленых, кварц-полевошпатовых . . . . . 12—14 „
8. Песчаники тонкозернистые, алевритистые, с прослоями песчаников мелкозернистых, зеленовато-серых . . . . . 4 „
9. Алевролиты темно-серые . . . . . 1—2 „
10. Песчаники алевритистые, зеленовато-серые и мелкозернистые, зеленовато-серые, массивные . . . . . 10 „
11. Алевролиты темно-серые, с прослоями мелкозернистых зеленовато-серых песчаников . . . . . 10 „

Выше канавой вскрыты алевролиты зеленовато-серые, чередующиеся с песчаниками мелкозернистыми, зеленовато- и желтовато-серыми, кварц-полевошпатовыми. Вскрытая мощность около 50—60 *м*. В алевролитах содержится фауна *Monotis ochotica* (Keys.), *M. yakutica* Tell. (определения Н. К. Жарниковой). Вскрытая мощность триаса около 190—200 *м*.

На правобережье верхнего течения р. Фудзин, по материалам А. Н. Калягина, разрез верхнего триаса во многом аналогичен кавалеровскому разрезу. Здесь на спилитах, относящихся по возрасту к среднему карбону, без заметного углового несогласия залегают зеленовато-серые мелко- и среднезернистые песчаники, чередующиеся с темно-серыми, иногда песчанистыми алевролитами. Им подчинены маломощные единичные прослои кремнистых алевролитов, кремней и спилитов. Мощности чередующихся горизонтов 10—40 *м*. Общая мощность 285 *м*.

В средней части разреза имеется горизонт алевролитов с *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipar., *M. pinensis* West., указывающие на карнийский возраст толщи. Верхняя часть разреза мощностью 80—85 *м* относится к норийскому ярусу, так как содержит, по заключению Н. К. Жарниковой, остатки *Monotis ochotica* (Keys.).

В Фурмановском районе, в верховьях р. Янмутьхоуза, карнийские и норийские отложения установлены в 1963 г. П. С. Дыкиным и А. М. Нехорошевым. На правобережье ключа Хрустального по линии горных выработок ими был составлен следующий разрез:

1. Песчаники мелкозернистые, с прослоями алевролитов . . . . . 80 *м*
2. Алевролиты с будинами песчаников . . . . . 20 „
3. Песчаники тонко- и мелкозернистые, с прослоями алевролитов . . 130 „
4. Песчаники серые, зеленовато-серые, мелко- и тонкозернистые, с фауной *Monotis pinensis* West. . . . . 60 „
5. Песчаники темно-серые, тонкозернистые . . . . . 60 „
6. Алевролиты темно-серые, тонкослоистые . . . . . 10 „
7. Песчаники серые, мелкозернистые, массивные . . . . . 80 „
8. Алевролиты темно-серые, перемятые . . . . . 40 „
9. Песчаники тонкозернистые, серые и темно-серые, тонкослоистые . . 70 „
10. Конгломераты мелкогалечные . . . . . 15 „
11. Песчаники мелко- и среднезернистые . . . . . 20 „
12. Алевролиты с будинами песчаников мелкозернистых . . . . . 30 „
13. Алевролиты темно-серые, перемятые, песчанистые, с прослоями песчаников тонкозернистых . . . . . 90 „
14. Песчаники тонкозернистые, темно-серые, массивные . . . . . 40 „
15. Алевролиты темно-серые, перемятые, с прослоями песчаников тонкозернистых . . . . . 40 „

Выше лежат нижнемеловые песчаники. Суммарная мощность по разрезу 785 *м*. Слои 1—9 относятся к карнийскому ярусу. В 4—5 *км* восточнее в отложениях, аналогичных слоям 10—15, собрана фауна, по заключению Н. К. Жарниковой, представленная *Monotis zabaikalica* Kipar., *M. zabaikalica* var. *semiradiata* Kob. et Ichik., *M. yakutica* Tell., *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. ochotica* var. *ambigua* Tell., *M. ochotica* var. *pachypleura* Tell., *M. ochotica* var. *aequicostata* Kipar. Сходство разрезов верхнего триаса Кавалеровского рай-

https://jurassic.ru/

она и бассейна р. Янмутьхоуза подчеркивается литологическими особенностями пород.

В бассейне р. Судзухе по правому борту ключа Талингоу норийские отложения залегают в виде небольшой синклинальной складки среди пород предположительно верхнекарбонового возраста. И. В. Бурием описан следующий разрез:

1. Песчаники среднезернистые, местами гравелистые, с обломками темно-серых алевролитов	150 *м*
2. Алевролиты темно-серые, слоистые, с прослоями песчаников	30 „
3. Песчаники серые, мелко- и среднезернистые	10 „
4. Алевролиты темно-серые, с прослоями углисто-глинистых сланцев, с растительными остатками	25 „
5. Алевролиты темно-серые, с прослоями песчаников	4 „
6. Песчаники тонкозернистые, зеленовато-серые, с мелкой галькой кремней	70 „
7. Песчаники брекчированные, с прослоями алевролитов	25 „
8. Алевролиты черные и темно-серые, песчанистые	25 „
9. Алевролиты черные и темно-серые, с обильной фауной *Monotis ochotica* (Keys.)	58 „

Общая видимая мощность 400 *м*.

Прибрежная зона

В Прибрежной зоне верхнетриасовые отложения распространены в Тетюхинском, Кавалеровском и Щербаковском районах, где развиты преимущественно карнийские отложения, представленные тетюхинской свитой, а норийские установлены в единичных случаях.

Тетюхинская свита была выделена Г. П. Воларовичем в 1933 г. Ее верхнетриасовый возраст установлен Л. Д. Кипарисовой (1937, 1938а). В настоящее время этот термин применяется в понимании А. Ф. Баранова и С. А. Музылева, т. е. только для толщи терригенно-карбонатно-кремнистых пород верхнетриасового возраста. Наиболее широко тетюхинская свита распространена в Тетюхинском районе (среднее течение р. Тетюхе, правобережье р. Нежданка, падь Шубинская и т. д.), откуда она прослеживается в Восточно-Кавалеровский район на левобережье р. Кенцухе, в среднем течении р. Тадуши и в верховье р. Фудзин.

В настоящее время принято деление тетюхинской свиты на две подсвиты. В нижнюю подсвиту выделяется пестрый комплекс кремнисто-карбонатно-терригенных пород, имеющих переменную мощность от 100 до 950 *м*. Верхняя подсвита сложена в основном 400—500-метровой толщей известняков, иногда содержащей прослои алевролитов.

Нижняя подсвита наиболее полно представлена на правобережье ключа Больничного (правый приток р. Нежданка). Здесь, по Ю. Т. Гурулеву, разрез ее следующий:

1. Известняки серые и светло-серые, плотные, скрытокристаллические	20 *м*
2. Алевролиты темно-серые, перемятые с прослоями и линзами песчаников мелкозернистых и буровато-серых	130 „
3. Известняки пелитоморфные, серые и светло-серые с прожилками кальцита. В этом слое Л. А. Неволиным были обнаружены остатки брахиопод, относящихся, по определению Е. А. Ивановой, к роду *Theococyrtella*, и пелециподы *Gervillia* aff. *leptopleura* Salomon, *Pecten* sp., *Prospondylus* sp. (по определению Л. Д. Кипарисовой)	160 „
4. Переслаивание песчаников от мелко- до крупнозернистых с темно-серыми алевролитами. Мощность слоев 5—10 *м*	75 „
5. Диабазы серо-зеленые с прослоем (1 *м*) гематитизированного мелкокристаллического известняка	45 „
6. Кремни серые и зеленовато-серые, чередующиеся с алевролитами и песчаниками. Мощности слоев 15—20 *м*, нижнего слоя кремней 60 *м*	125 „
7. Переслаивание известняково-кремнистых брекчий с алевролитами и песчаниками. Мощности слоев 10—16 *м*	190 „

https://jurassic.ru/

8. Кремни с прослоями (1—2 *м*) песчаников и алевролитов . . . . 70 *м*
9. Переслаивание песчаников среднезернистых и мелкозернистых, серых и зеленовато-серых и алевролитов темно-серых, перемятых . . . . . 35 „
10. Диабазовые порфириты . . . . . 5 „
Общая мощность нижней подсвиты 865 *м*.

В приведенном разрезе нижняя часть подсвиты (до слоя 3 включительно) имеет, судя по фауне, ладинский возраст. В вышележащих слоях подсвиты фауны не обнаружено, поэтому вопрос об их возрасте до сих пор остается окончательно не решенным.

Следует отметить быстрое изменение мощностей и литологических особенностей пород подсвиты по простиранию. Широко распространенные в бассейне р. Тетюхе известняки, кремнистые и известняковые брекчии в юго-западном направлении быстро выклиниваются. В бассейне р. Кенцухе первые из них отсутствуют полностью, а вторые встречаются в виде маломощных прослоев. Более того, в настоящее время есть основание предполагать, что вся нижняя подсвита тетюхинской свиты в бассейнах рек Кенцухе и Тадуши представлена 50—70-метровым горизонтом алевролитов с прослоями кремнистых брекчий и песчаников, близких по составу к граувакка̀м. В северо-западном направлении, т. е. вкрест простирания тектонических структур, известняки также быстро выклиниваются, замещаясь кремнистыми и кремнисто-глинистыми образованиями. Спилиты (диабазовые порфириты), разделяющие подсвиты, почти повсеместно подстилают мощный горизонт известняков. Мощность спилитов от 0 до 40—50 *м*, в среднем 10—15 *м*.

Большинство исследователей эти спилиты относят к нижней подсвите. Характерна их тесная генетическая связь с кремнистыми и туфогенно-кремнистыми породами.

Верхняя подсвита более выдержана по простиранию. Она прослеживается от низовьев р. Тетюхе до верховьев р. Фудзин. На правобережье р. Нежданка (гора Сахарная Голова) известняки верхней подсвиты имеют мощность 400—500 *м*.

В бассейне р. Фудзин и пади Шифолаза встречаются лишь отдельные линзы известняков мощностью от 10 до 50 *м* и протяженностью от 20 до 400—500 *м*. Вмещающими породами являются темно-серые алевролиты и зеленые песчаники. В бассейне р. Тетюхе известняки верхней подсвиты содержат прослои черных алевролитов мощностью от нескольких метров до 30—40 *м*.

В районе Тетюхинских рудников, а также на горе Сахарная Голова и у пос. Мономахово в известняках собрана многочисленная фауна, которая, по заключению А. С. Моисеева (1951) и Л. Д. Кипарисовой, представлена: пелециподами — *Cassianella* cf. *angusta* Bittn., *Tosapecten subdivisus* (Bittn.), *T.* cf. *subalternicostata* Bittn., *T. tetiuchensis* Kipar. (in coll.), *Lyssochlamys balatonica* (Bittn.), *Neomegalodon* cf. *complanatus* Cumbel., *N.* aff. *cassianaus* Hoernes, *N.* ex gr. *triqueter* Wulf.; губками — *Molengraaffia regularis* Vinassa de Regny; кораллами — *Thecosmilia caespitosa* Reuss. var. *ussuriensis* Moiss., *Th.* ex gr. *subolichatoma* Val., *Isastraea* ex gr. *austriaca* Frech. и др. В кремнях и алевролитах — радиолярии.

На левобережье нижнего течения р. Кенцухе различными исследователями были собраны *Posidonia wengensis* Wissmann, *P. subwengensis* Kipar., *Halobia* cf. *cassiana* Mojs. emend. Krumbeck, *H.* cf. *salinarum* Bronn, *Tosapecten subdivisus kinzuchensis* (Kipar.), *Velopecten* aff. *venustulus* (Bittn.) и др. (сборы Л. А. Неволина, И. В. Бурия, Н. К. Жарниковой). В 1962 г. на левобережье р. Тадуши в известняковом карьере близ усадьбы совхоза были собраны крупные раковины *Neomegalodon*.

http://jurassic.ru/

Известняки, слагающие подсвиту, в подавляющем большинстве органогенные, состоящие из остатков водорослей, раковин фораминифер, пелециpод и гастропод, сцементированных пелитоморфным, иногда глинистым кальцитом. В нижней части горизонта часто присутствуют слои оолитовых известняков. Анализируя форму тел известняков, а также их геологические особенности, строение и состав, большинство исследователей в настоящее время склонны считать их рифогенными.

Большинство геологов на основании многочисленной фауны, собранной преимущественно из верхней подсвиты, считают, что тетюхинская свита имеет карнийский возраст. А. И. Бураго, Л. А. Неволин, Ю. Т. Гурулев и другие исследователи не исключают более древний, ладинский возраст ее нижней подсвиты, так как в ней была обнаружена ладинская фауна. Поскольку находка ладинской фауны не была повторена, в настоящей работе возраст этой свиты условно ограничен карнийским ярусом.

В Восточно-Кавалеровском районе, на правобережье р. Сибайгоу, верхнетриасовые отложения, по данным А. И. Бураго, залегают на предположительно нижне- и среднетриасовых и имеют следующий разрез:

1. Песчаники мелкозернистые, полимиктовые, зеленовато-серые	более 100 *м*
2. Алевролиты рассланцованные, с будинированными прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников	150 „
3. Кремни серые и светло-серые	около 100 „
4. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, полимиктовые, рыхлые	10—15 „
5. Алевролиты темно-серые с прослоями и будинами песчаников, мелкозернистых, зеленовато-серых	100—120 „
6. Песчаники мелко- и среднезернистые, полимиктовые	10—15 „
7. Пачка темно-серых алевролитов с прослоями (20—30 *м*) песчаников грубозернистых, полимиктовых	150—200 „

Общая мощность верхнего триаса здесь 620—700 *м*. В алевролитах верхней пачки А. И. Бураго обнаружены, а Н. К. Жарниковой определены *Monotis ochotica* (Keys.) А. И. Бураго склонен считать возраст нижней кремнисто-терригенной части разреза (пачки 1—3) раннекарнийским, а верхней (пачки 4—7) позднекарнийским и норийским.

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

К нерасчлененным триасовым отложениям условно относятся морские геосинклинальные образования, развитые в северо-западной части Главного синклинория, в Арму-Иманском районе, в бассейне р. Татибе и в междуречье Татибе—Бикин. Рассматриваемые отложения согласно и с постепенным переходом залегают на татибинской толще, содержащей позднепермскую фауну. В. Н. Никогосян и А. Ф. Левшук (1965 г.) расчленяют предположительно триасовые отложения на две толщи. В нижних частях обеих толщ преобладают песчаники и алевролиты, в верхних — кремнистые породы (яшмы).

Нижняя толща мощностью 900—1500 *м* сложена черными и темно-серыми рассланцованными алевролитами, полимиктовыми песчаниками, кремнистыми породами, реже глинистыми сланцами.

На левом склоне правого притока р. Татибе выше пятой пачки татибинской толщи залегают темно-серые и черные алевролиты и кремнистые алевролиты, содержащие кремнистые конкреции, ошибочно принятые ранее за базальные конгломераты. Выше по разрезу эти конкреции сменяются линзами и пачками кремней, переслаивающихся

https://jurassic.ru/

Схема корреляции разрезов триасовых отложений Приморского края

Отдел	Ярус	Зона	Местная зона или слой	Горизонт	Характерный комплекс фауны и флоры	Область палеозойской складчатости: Западно-Приморская зона — Суйфунская подзона, бассейн р. Монгугая	Область палеозойской складчатости: Южно-Приморская зона — Супутинская подзона	Область палеозойской складчатости: Южно-Приморская зона — Сучано-Даланьшаньская подзона	Область палеозойской складчатости: Даубихинская зона	Область палеозойской складчатости: Алчанская зона — Бассейн р. Олои	Область мезозойской складчатости: Главный антиклинорий — Сандагоу-Окраинская подзона	Область мезозойской складчатости: Главный синклинорий — Арму-Иманский район (бассейн р. Татибе)	Область мезозойской складчатости: Главный синклинорий — Кавалеровский район	Область мезозойской складчатости: Прибрежная зона — Тетюхинский и Восточно-Кавалеровский районы
Верхний	Рэтский	Rhaetavicula contorta												
	Норийский	Pinacoceras		Перевозинский	Фауна: *Monotis ochotica* (Keys.), *Monotis zabaikalica* (Kipar.)		**Перевозинская свита.** Песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой конгломерата. Фауна 20—120 *м*	**Перевозинская свита.** Песчаники и алевролиты с фауной 170—190 *м*	Толща песчаников, гравелитов, конгломератов 220—250 *м*	Толща песчаников и конгломератов 20—50 *м*	Толща песчаников и алевролитов, прослои ракушников с фауной 200—800 *м*		Толща алевролитов и песчаников с фауной 600—800 *м*	
		Halorites		Амбинский	Фауна: *Monotis ochotica* (Keys.), *M. jacutica* (Tell.), *M. pinensis* West., *M. scutiformis* var. *typica* (Kipar.) Флора: *Clathropteris meniscioides* Brongn., *C. mongugaica* Srebr., *Dictyophyllum nathorstii* Zeill., *D. mongugaicum* Srebr., *D. mongugaicum* var. *deminutum* Srebr., *D. kryshtofovichi* Srebr., *Hausmannia ussuriensis* Krysht., *Thinnfeldia ambabiraensis* Srebr.	Монгугайская свита: *Верхняя подсвита.* Песчаники полимиктовые, каменные угли 500 *м*	**Амбинская свита.** Песчаники полимиктовые и граувакковые, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, каменные угли, прослои туфогенных песчаников, флора 320—400 *м*		Толща песчаников и алевролитов с фауной 270—290 *м*	Толща песчаников и алевролитов с фауной 180—200 *м* **Амбинская свита** Песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты с флорой 130 *м*		Алевролиты, кремнистые породы, песчаники 500—1500 *м*	Толща алевролитов и песчаников с фауной 500—600 *м*
	Карнийский	Tropites		Песчанкинский	Фауна: *Monotis scutiformis* (Tell.), *M. pinensis* West., *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Oxytoma zitteli* (Tell.), *Tosapecten suzukii* (Kob.), *Chlamys mojsisovicsi* Kob. et Ichik., *Palaeopharus oblongatus buriji* Kipar.	*Средняя подсвита* (безугольная). Песчаники, алевролиты, фауна 230 *м*	**Песчанкинская свита.** Песчаники полимиктовые и граувакковые, алевролиты, аргиллиты, туфобрекчии с фауной и флорой 450—520 *м*		Толща песчаников и алевролитов с фауной 330—450 *м*	Толща алевролитов с прослоями полимиктовых песчаников с фауной 120 *м*	Толща песчаников и алевролитов с фауной 150—320 *м*			Толща алевролитов и песчаников с фауной 100 *м*
		Carnites		Садгородский	Фауна: *Lyssochlamys balatonica* (Bitt.), *Tosapecten subdivisus* var. *kinzuchensis* (Kipar.), *Neomegalodon complanatus* (Guemb), *Terquemia kinzuchensis* Kipar., *Sirenites kiparisovae* Zharn., Флора: *Cladophlebis gigantea* Oishi, *Taeniopteris minuscula* Srebr., *T. stenophylla* var. *mongugaica* Srebr., *T. lantschichensis* Srebr., *Paraiacutiella mongugaica* Srebr.			Толща алевролитов и песчаников с флорой 200—300 *м*	**Садгородская свита** Песчаники, алевролиты, конгломераты, аргиллиты с флорой 130—300 *м*				Толща кремнистых и кремнисто-глинистых пород с фауной 200 *м*
		Trachyceras			Флора: *Podozamites* sp., A. *Pseudotorellia* ? sp. A.	Толща алевролитов и плитчатых песчаников До 220 *м*	Толща плитчатых песчаников и алевролитов 430—700 *м*	Толща алевролитов и песчаников с фауной До 500 *м*	**Вассиановская свита** Кварцевые песчаники, гравелиты 350—400 *м*				**Силинская свита.** Алевролиты, песчаники, кремнистые породы, линзы известняков с фауной 200—300 *м*	Тетюхинская свита: **Верхняя подсвита.** Известняки, алевролиты, с флорой. 400—500 *м* **Нижняя подсвита.** Алевролиты, кремнистые породы, известняки, порфириты 100—950 *м*
Средний	Ладинский	Ceratites			Фауна: *Daonella moussoni* (Mer.), *D. densisulcata* Yabe et Shim., *Gymnotoceras medvedevi* Kipar., *Procladiscites* sp.		Толща аркозовых песчаников и алевролитов, аргиллитов с фауной Около 550 *м*	Толща алевролитов с фауной Боолее 300 *м*		?				
	Анизийский	Paraceratites	Paraceratites и Daonella		Фауна: *Daonella sturi* (Ben.), *Paraceratites trinodosus* Mojs., *P.* ex gr. *binodosus* Hauer, *Monophyllites sphaerophyllus* (Hauer)		Толща аркозовых песчаников и алевролитов 30—240 *м*	Толща аркозовых песчаников и алевролитов с фауной 150—200 *м*	Толща песчаников 120 *м*	?			Толща алевролитов и песчаников с фауной Более 600 *м*	Толща песчаников и алевролитов. Песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты 1200—1500 *м*
		Beyrichites	Acrochordiceras и Arctohungarites		*Sturia japonica* Dien., *Acrochordiceras* aff. *balarama* Dien., *Arctohungarites solimani* (Toula), *Hollahdites japonica* Mojs.		Толща пятнистых полимиктовых песчаников и алевролитов, туфов с фауной 280—400 *м*	Толща пятнистых полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, пепловых туфов и туффитов с фауной 150—2000 *м*						
Нижний	Оленекский	Prohungarites	Columbites parisianus		Фауна: *Columbites parisianus* Hyatt et Smith, *Subcolumbites multiformis* Kipar., *Prosphingites insularis* Kipar., *Paranannites gracilis* Kipar., *Xenoceltites spitsbergensis* Spath.		Толща алевролитов с прослоями песчаников с фауной 100—120 *м*	Толща известковых алевролитов и полимиктовых песчаников с фауной 80—120 *м*	Толща песчаников и алевролитов с фауной 145—160 *м*	?	Толща песчанистых алевролитов и песчаников с фауной 300—400 *м*	Алевролиты, кремнистые алевролиты, линзы и пачки кремней с прослоями песчаников 900—1500 *м*	?	?
		Columbites												
		Owenites	Owenites koeneni		Фауна: *Owenites koeneni* Hyatt et Smith, *Anasibirites multiformis* Welter, *Prosphingites ovalis* Kipar., *Flemingites prynadae* Kipar., *Meekoceras gracilitate* White.			Толща известковых алевролитов, песчаников и известняков с фауной 120—200 *м м*						
	Индский	Gyronites	Gyronites subohar-mus		Фауна: *Gyronites subdharmus* Kipar., *Proptychites magnolobatus* Kipar., *Koninckites varaha* Dien., *Ussuria schamarae* Dien, *Pteria ussurica* (Kipar.), *Claraia aurita* (Hauer), *Eumorphotis multiformis* (Bittn.), *Gervillia exporrecta* Leps., *Velopecten minimus* Kipar.		Толща песчаников и гравелитов с фауной 100—120 *м*	Толща полимиктовых известковых песчаников, гравелитов и известняков с фауной 205 *м*	Толща конгломератов и песчаников 25—30 *м*	?				?
		Otoceras					Толща конгломератов 10—150 *м*	Толща конгломератов, полимиктовых известковых песчаников с фауной 30 *м*						
Подстилающие образования							P_2	P_2	P_2	P_2	P_2	P_2	?	?

Зак. 773

с кремнистыми алевролитами и содержащими маломощные (5—10 *м*) пачки песчаников.

В сложении верхней толщи принимают участие серые и темно-серые алевролиты, иногда туфогенные, углистые (с обломочками кремнистых пород), кремнистые породы, кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники. Мощность верхней толщи 500—1000 *м*, реже она увеличивается до 1500 *м* за счет появления в верхней части толщи мощного горизонта кремнистых пород.

Общая мощность триасовых отложений в бассейне р. Татибе 1400—3000 *м*.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфия триаса изучена неравномерно. В Южно-Приморской зоне и прилегающих районах она хорошо разработана. Развитые здесь прибрежно-морские и континентальные отложения содержат обильную фауну и флору, изученную Л. Д. Кипарисовой, А. Н. Криштофовичем, Н. К. Жарниковой, И. Н. Сребродольской, С. А. Баюла и другими, выделившими все ярусы триаса, кроме ретского. В области мезозойской складчатости триасовые отложения изучены значительно хуже. Корреляция разрезов триасовых отложений приведена в табл. 9, а типы формаций и их распространение на рис. 50 и 51.

Нижнетриасовые и среднетриасовые отложения сходны по составу. Районы их распространения почти совпадают с районами развития людянзинского горизонта верхней перми, на котором они залегают согласно. Лишь в западной части Южно-Приморской зоны и местами в Даубихинской они залегают на чандалазском горизонте, прорывающих их гранитах и более древних породах с угловым несогласием.

В зоне Главного синклинория и в краевых частях Прибрежной зоны нижний — средний триас представлен терригенно-кремнистыми отложениями, в остальных районах — терригенными.

В Южно-Приморской и Даубихинской зонах нижний триас имеет двучленное строение: внизу лежит песчано-конгломератовая толща индского яруса, вверху существенно алевролитовая — оленекского. Анизийский ярус представлен в основном песчаниками, ладинский — песчаниками и алевролитами. Многочисленные текстуры взмучивания, следы усыхания и внутриформационных размывов свидетельствуют о прибрежноморских мелководных условиях осадконакопления в нижне- и среднетриасовую эпохи с постоянной миграцией береговой линии.

Раннетриасовое море было густо населено цефалоподами, пелециподами, гастроподами и в меньшей мере брахиоподами. Наиболее важное значение для стратификации нижнего триаса имеют цефалоподы. В раннеиндское время преимущественным распространением пользовались толстостенные пелециподы и реже брахиоподы, хорошо приспособленные к жизни в прибрежной полосе трансгрессировавшего моря. Раковины *Gervillia* и *Myophoria* часто образуют скопления, представлявшие собой ракушники. Из других пелеципод в аналогичных условиях обитали представители родов *Macrodon, Avicula, Myalina, Anadontophora, Terebratula, Lingula* и др. Из цефалопод известны только редкие экземпляры из наутилоидей *Grypoceras* и цератитов *Xenodiscus*. В конце индского века в связи с увеличением площади и глубины морского бассейна намечается изменение в комплексах фауны.

Песчано-гравелитовый горизонт, соответствующий гиронитовой зоне, содержит разнообразный комплекс аммонитов из представителей 12 родов и большое количество разнообразных пелеципод.

http://jurassic.ru/

Оленекский ярус, особенно его овенитовая зона, отличается еще большим расцветом фауны головоногих. В Южном Приморье эта зона имеет наиболее представительный комплекс аммонитов, насчитывающий 34 рода. При этом заметно обновление родового состава как аммонитов, так и пелеципод. Колумбитовая зона, соответствующая верхам оленекского яруса и представленная алевролитовой толщей, отличается уменьшением количества родов и видов аммонитов. Наблюдается сокращение (более чем в два раза) общего числа родов при их заметном обновлении. Также заметно уменьшение и количества пелеципод.

О том, что представлял собой растительный мир в раннетриасовую эпоху, судить трудно, так как до настоящего времени известны только находки ксерофитных растений из оленекских отложений мыса Житкова на о. Русском — *Pleuromya sternbergii* Munst., *Neocalamites* sp. По мнению А. Н. Криштофовича, ксерофитная флора населяла песчаные дюны на побережье раннетриасового моря.

В раннем и частично среднем триасе существовала связь морского бассейна с тропическими морями. С конца среднего триаса отмечается влияние бореальных морей, изменивших фаунистический комплекс.

В анизийском веке органический мир моря становится беднее. Исчезают многие виды цефалопод, общее количество их сокращается до 14 родов. Из пластинчатожаберных в анизийских отложениях имеются некоторые виды, оставшиеся с раннего триаса: *Myophoria laevigata* (Ziet.), *Nucula goldfussi* Alb., *N. oviformis* Eck., *Posidonia ussurica* Kipar. и др.

Ладинский комплекс фауны несколько богаче и разнообразнее анизийского. В нем наряду с головоногими (11 родов) имеются и пластинчатожаберные, брахиоподы, гастроподы и денталиумы. Пластинчатожаберные из родов *Leda, Nucula, Monotis, Avicula, Lima, Entolium, Daonella* представлены обычно мелкими формами. В этом комплексе заметно преобладание различных видов рода *Daonella*, иногда образующих скопления в виде ракушняков. Прибрежная зона, как и ранее, была населена толстостенными *Myophoria laevigata* (Zieten), а в удаленных от областей сноса участках жили головоногие. К концу ладинского века, возможно, в результате опреснения морского бассейна в южной части Приморья вымирает большинство видов головоногих.

В конце ладинского века Южно-Приморский морской бассейн регрессировал, осушив Муравьевский антиклинорий и Дунайско-Сучанскую подзону. Возможно, в это же время увеличилась площадь островов в пределах Главного антиклинория и в Прибрежной зоне.

Верхний триас в геосинклинальных бассейнах восточной части Приморья представлен терригенно-кремнисто-карбонатными толщами, причем в Тетюхинском районе известняки составляют существенную часть разреза, в южной части Главного синклинория преобладают песчано-глинистые отложения с кремнями, а в междуречье Татибе—Бикин существенная роль принадлежит кремнистым породам. В области палеозойской складчатости верхнетриасовые отложения состоят из прибрежно-морских и континентальных отложений.

В начале карнийского века значительные пространства в западной части края представляли собой аллювиально-озерную равнину, где накапливались пески, из которых впоследствии сформировалась толща плитчатых песчаников. При этом в Суйфунской подзоне указанная толща легла с резким угловым несогласием на верхнепермские отложения и прорывающие ее гранитоиды. Затем здесь же в озерно-болотных и дельтовых условиях накопились угленосные отложения садгородской свиты. В дальнейшем большая часть этой территории была затоп-

https://jurassic.ru/

лена мелководным морским бассейном, береговая линия которого, по-видимому, не достигла западного края континентальной равнины в пределах Суйфунской подзоны. Осадки этого бассейна представлены песчанкинской свитой.

В течение норийского века характер седиментации был очень близок характеру седиментации в карнийское время. Сначала во время морской регрессии формировались континентальные отложения амбинской свиты, а затем в эпоху трансгрессии — морские осадки перевознинской свиты. Во время накопления амбинской свиты вдоль разломов, окаймляющих Ханкайский массив, местами проявилась вулканическая деятельность, в результате чего в Супутинской подзоне и в бассейне р. Шитухе в Даубихинской зоне среди терригенных отложений появились прослои туфов среднего состава.

В конце норийского века море покинуло территорию западной части Приморья и область палеозойской складчатости подверглась размыву.

Органический мир в позднем триасе претерпевал достаточно сложное развитие. Геосинклинальный бассейн Главного синклинория был очень слабо населен морскими животными, поскольку в кремнисто-терригенных толщах этой зоны пока обнаружены лишь остатки радиолярий. Раннекарнийское море в краевых частях Прибрежной зоны было густо заселено многочисленными пелециподами, комплекс которых сходен со средиземноморским. Широко были распространены мегалодоновые банки, скопления водорослей с кальцитовым скелетом, участвовавших в рифовых постройках, вместе с которыми жили различные виды *Halobia, Posidonia, Pecten* и др.

Мелководное море Южного Приморья в это время было населено преимущественно пелециподами. Пока только единственный аммонит *Sirenites kiparisovae* Zharn. известен из низов карнийского яруса.

Во второй половине карнийского века происходит резкая смена комплексов морских беспозвоночных, что было вызвано проникновением бореальных вод на территорию Приморья. Исчезли почти все представители теплолюбивой фауны и появились различные виды *Monotis, Oxytoma, Otapiria, Halobia, Pecten* и другие представители бореальной фауны. Из наутилоидей в верхнекарнийских отложениях присутствовали *Grypoceras buriji* Kipar., *Germanonautilus brooksi* Smith, *G.* aff. *furlongi* Smith, *Siberionautilus* (?) sp. indet.

Норийский ярус охарактеризован только пелециподами, видовой состав которых по сравнению с карнийским ярусом заметно обедняется, будучи представленным в основном различными видами рода монотис, образующими местами значительные скопления в виде ракушняков. Позднекарнийские *Monotis scutiformis* (Tell.) постепенно эволюционировали в *Monotis ochotica* (Keys.) через промежуточные формы *Monotis pinensis* West., *M. yakutica* Tell.

Неритовые участки норийского моря были густо населены различными вариететами *Monotis ochotica* Tell., вместе с которыми встречались *Monotis zabaikalica* Kipar. и отдельные виды *Oxytoma, Pecten, Lima, Anodontophora, Spiriferina*, гастроподы и др. В позднетриасовую эпоху в морях жили ихтиозавры, о чем свидетельствуют находки их зубов.

Растительный мир на протяжении всего карнийского века был представлен хвощевыми, папоротниковыми, птеридоспермами, кордаитовыми, гинкговыми, цикадофитами, хвойными.

В норийском веке появилось несколько новых видов папоротников, наиболее характерными представителями которых являлись *Clathropte-*

https://jurassic.ru/

ris meniscioides Brongn., *Camptopteris spiralis* Nath., *Dictyophyllum nathorsti* Zeill. и др.

Полезные ископаемые, связанные с триасовыми отложениями, представлены каменными углями, стекольными песчаниками, известняками и строительными камнями. Верхнетриасовые каменные угли монгугайской, садгородской и амбинской свит распространены в Суйфунской и Супутинской подзонах. Они отличаются высокой зольностью. По этим причинам триасовые угли не разрабатываются и их использование в ближайшие годы не предусматривается.

Стекольные песчаники карнийского возраста являются сырьевой базой Кипарисовского стекольного завода, однако общие запасы кварцевых песчаников Кипарисовского месторождения сравнительно невелики (первые сотни тысяч тонн). Значительно большие запасы (миллионы тонн) имеют предварительно изученные месторождения Атласовское, расположенное на западном берегу Амурского залива, и Вассиановское, находящееся близ одноименной станции на линии железной дороги Манзовка—Варфоломеевка.

Известняки карнийского возраста распространены в Тетюхинском и Восточно-Кавалеровском районах. Детально разведано несколько месторождений известняков, из которых наиболее крупное Мономаховское, расположенное в 8 *км* от устья р. Тетюхе, имеет около 20 млн. тонн запасов. Известняки пригодны для приготовления быстрогасящейся магнезиальной извести первого сорта и изготовления силикатного кирпича. Карнийские известняки являются вмещающей средой для скарновых и скарново-полиметаллических месторождений Тетюхинского рудного района.

Триасовые песчаники широко применяются как бутовый и дорожный камень, а также для изготовления щебня.

Дальнейшее изучение стратиграфии триаса должно производиться в первую очередь в геосинклинальных толщах Главного синклинория, где триасовые отложения пока еще слабо расчленены. Представляется необходимым дальнейшее изучение стратиграфии триаса проводить в первую очередь в области мезозойской складчатости, в зонах которой до сих пор не обнаружена раннетриасовая фауна, хотя наличие соответствующих отложений здесь предполагается. В Прибрежной зоне почти не охарактеризованы органическими остатками среднетриасовые отложения. Нет никаких данных о триасе Бикинской зоны.

Палеонтологические исследования, наряду с изучением известных фаунистических комплексов, должны быть нацелены на изучение микрофауны, в первую очередь радиолярий, поскольку последние являются единственными организмами, остатки которых в изобилии встречаются в кремнистых толщах геосинклинальных формаций.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения распространены в Южно- и Западно-Приморской зонах, а также в Сихотэ-Алинской складчатой области. Наличие в крае юрских отложений установлено в конце прошлого—начале нынешнего столетия. Материалы поисково-съемочных работ, проведенных Н. П. Батуриным, В. К. Елисеевой, В. А. Ярмолюком, Л. Б. Кривицким, Г. С. Поршняковым, Э. П. Изохом, А. И. Савченко, С. А. Салуном, И. И. Берсеневым, А. И. Жамойдой, В. Г. Плахотником, Г. П. Вергуновым, К. Н. Худолеем, З. В. Сидоренко, В. В. Куликовым, Л. Д. Кипарисовой, Г. Г. Марченко, Е. В. Быковской, Е. А. Азаровой, Л. А. Неволиным, Р. Е. Остроумовым, А. И. Бурдэ, Ю. Н. Размахниным и другими, позволили коллективу авторов, возглавляемому Н. А. Беляевским

http://jurassic.ru/

(Беляевский и др., 1955), наметить основы стратиграфии юрских отложений.

В Южно-Приморской зоне юрские отложения были установлены к концу прошлого века (работы Д. Л. Иванова, М. Янковского). Позже они были описаны В. З. Скороходом и Н. С. Кулжинской-Воронец в бассейнах рек Раковка и Супутинка, А. И. Савченко, А. А. Кирилловым и Н. А. Ноздреевым по восточному побережью Уссурийского залива. Юрские отложения Южно-Приморской и Западно-Приморской зон оказались сравнительно хорошо изученными. Большая заслуга в этом принадлежит Н. А. Беляевскому, А. И. Бураго, Б. И. Васильеву, А. И. Жамойде, А. Р. Спицыну, К. М. Худолею, Б. Д. Чемерису, И. В. Коноваловой и др.

Юрские отложения данных зон представлены всеми тремя отделами, однако суммарная мощность их не превышает 2 *км*. Они подстилаются триасом и представлены прибрежно-морскими отложениями, содержащими местами многочисленную фауну, позволяющую расчленить юрскую систему до отделов и выделить более дробные стратиграфические подразделения.

В пределах Главного антиклинория юрские отложения развиты в основном в Сандагоу-Окраинской подзоне, где они также залегают на триасе, и западнее, где разрозненные выходы юрских пород сохранились в тектонических блоках среди палеозоя. С запада на восток закономерно возрастает полнота и, по-видимому, мощность юрских отложений.

Дальнейшее изучение стратиграфии юры произведено Г. К. Еременко, И. П. Макухиной, Ю. П. Бидюком, В. И. Надежкиным и др. Благодаря этим исследованиям, в пределах зоны появилась возможность наметить по аммонитам присутствие ряда ярусов нижней юры и установить среднеюрские отложения. Несмотря на известные успехи, стратиграфия юрских отложений зоны Главного антиклинория изучена недостаточно. Имеющиеся материалы делают возможным подразделение юрской системы только в объемах свит, которые соответствуют одному или двум объединенным отделам.

В Главном синклинории геосинклинальные юрские отложения изучали Ю. Н. Размахнин, В. А. Никогосян, В. М. Кочкин, Н. И. Кузнецов, В. М. Скрипко, В. К. Матушкин, В. И. Надежкин, А. Ф. Левшук и др. В этой зоне юрские отложения фаунистически охарактеризованы очень слабо и остаются наименее изученными.

В Прибрежной зоне основу стратиграфии юры заложили С. А. Музылев, А. Ф. Баранов в 1947—1948 гг. Позднее юрские отложения изучали Р. Е. Остроумов, Л. А. Неволин, Р. И. Соколов, Ю. С. Липкин, А. А. Безруков, Г. Б. Нарбут, Ю. Т. Гурулев, А. И. Бураго и др.

Большой вклад сделан в изучение стратиграфии юрских отложений палеонтологами В. И. Бодылевским, А. И. Жамойдой, Н. С. Кульжинской-Воронец, Г. Т. Пчелинцевой, К. М. Худолеем, создавшими биостратиграфическую основу юрской системы.

Ниже приведено описание стратиграфии юрской системы по отделам для Южно-Приморской и Западно-Приморской зон, Главного антиклинория и Прибрежной зоны. Описание окраинской свиты, развитой в зоне Главного антиклинория, дано под заголовком «Нижний и средний отдел нерасчлененные». Юрские отложения зоны Главного синклинория, как наименее изученные, описаны в конце раздела. Там же приведена краткая характеристика предположительно юрских отложений Бикинской зоны.

http://jurassic.ru/

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Фаунистически доказанные нижнеюрские отложения известны в Южно-Приморской и Прибрежной зонах.

Южно-Приморская зона

В рассматриваемой зоне нижнеюрские отложения занимают ограниченную площадь, преимущественно в Сучано-Дадаиьшаньской и Супутинской подзонах. В первой подзоне, в бассейнах рек Шитухе, Сибичуан, Линда, Миргоу и Пеньгоу, они были описаны Б. И. Васильевым в 1960 г. как шитухинская и демидовская свиты. Обе названные свиты залегают на среднетриасовых отложениях с размывом, но без углового несогласия. Непосредственно на триасовых породах залегают либо гравелиты и конгломераты мощностью от нескольких сантиметров (бассейн р. Чертовка) до 1—3 *м* (бассейны рек Супутинка и Перевозная), либо песчаники (бассейн р. Шитухе). Нижнеюрские структуры полностью наследуют триасовые.

Шитухинская свита (нижний лейас) распространена в верховьях рек Шитухе, Сяудеми, по правобережью р. Таудеми и на п-ове Трудном. Мощность свиты не превышает 250 *м*. Она залегает с перерывом, но без видимого углового несогласия на алевролитах и песчаниках среднего триаса и совершенно согласно перекрывается породами демидовской свиты.

В бассейне р. Шитухе Б. Д. Чемерис (1960—1961 гг.) шитухинскую свиту на основании различия литологического состава подразделил на две подсвиты: нижнюю, сложенную песчаниками и алевролитами, и верхнюю, представленную песчаниками.

Для пород свиты в бассейне р. Шитухе характерны косая, линзовидная, реже волнистая и параллельная слоистость, текстуры взмучивания и подводного перемыва слагаемого материала, наличие по всему разрезу грубых растительных остатков.

Наиболее полный разрез шитухинской свиты был описан Б. Д. Чемерисом в верховьях р. Шитухе. Здесь на среднетриасовых алевролитах залегают:

1. Песчаники полимиктовые, желтовато-серые и серые, грубозернистые, реже гравелистые, с прослоями более тонкозернистых разностей и с растительными остатками	20 *м*
2. Песчаники полимиктовые, серые, среднезернистые, горизонтально-слоистые, с растительными остатками	5—7 „
3. Конгломерато-брекчии, залегающие на волнистой поверхности размыва подстилающих пород	0—2 „
4. Песчаники полимиктовые, серые, мелкозернистые, со слабовыраженной горизонтальной слоистостью	25 „
5. Алевролиты желто-серые, с углистыми остатками и маломощными прослоями серых песчаников	7 „
6. Песчаники полимиктовые, темно-серые и черные, тонкозернистые, алевритистые, с *Modiola* sp.	10 „
7. Горизонт ракушников	2,5—3 „
8. Песчаники полимиктовые, желто-серые слюдистые, с линзовиднопрерывистой, резко горизонтальной слоистостью	80 „
9. Алевролиты и песчаники полимиктовые, темно-серые, почти черные, алевритистые, с прослоями песчаников мощностью до 2 *м* серых, мелкозернистых. Слоистость волнистая, прерывистая и линзовидная	60 „

Общая мощность 210—220 *м*.

Из шитухинской свиты Б. И. Васильевым и Б. Д. Чемерисом и А. И. Бураго была собрана многочисленная фауна: *Oxytoma koniensis* Tuchk., *Modiolus* cf. *minuta* Goldf., *Chlamys* ex gr. *textoria* Schloth., *Myophoria* aff. *alta* Gabb., *M.* cf. *rotunda* Albert., *Cardinia*

http://jurassic.ru/

misawensis Kob. et Jch., *C.* aff. *indigircaensis* Kipar., *C.* aff. *ovula* Kittl., *C. gottingensis* Pfluck., *C.* aff. *concinna* Sow., *Anodontophora* cf. *trapezoidalis* Manshy, *A. montisfluvii* Zell., *Cardinoides japonicus* Kob. et Jch., *Palaeopharus* sp. nov. (aff. *buriji* Kipar.), *Pleuromya* aff. (?) *forsbergi* (Bohm) *nipponica* Kob. et Jch. (определения Л. Д. Кипарисовой и М. Г. Куприенко). В тех же отложениях А. И. Бураго была найдена *Leda rostralis* Locm (определение Л. В. Сибиряковой), характерная для лейаса. Наконец, Л. С. Бакановой в низах свиты были собраны, а Г. Я. Крымгольцем определены геттангские аммониты *Franziceras* sp. и *Caloceras* sp.

Кроме того, Б. И. Васильевым, Б. Д. Чемерисом и С. А. Баюла из шитухинской свиты была собрана многочисленная флора: *Pityophyllum* sp., *Neocalamites hoerensis* (Halle), *Ginkgoites* sp., *Taeniopteris* sp. cf. *T. stenophylla* Krysht., *Cladophlebis* sp. cf. *Cl. haiburnensis* (Z. et H.) Sew., *Nilssonia* sp. cf. *N. brongniarti* (Mant.) Goepp., *N. ussuriensis* Pryn., *Sphenobaiera* cf. *spectabilis* (Nath.), *Podozamites lanceolatus* Z. et H. и др. По мнению И. Н. Сребродольской и С. А. Баюла, эта флора имеет большое сходство с верхнетриасовой (монгугайской флорой).

На п-ове Трудном (бухта Неизвестная) по данным Н. Г. Мельника (1964 г.) отложения шитухинской свиты представлены в основании мощной пачкой конгломератов, выше которых залегают черные алевролиты. В последних Б. А. Ивановым собрана разнообразная фауна, из которой Г. Я. Крымгольцем определены аммониты верхов геттанга—низов синемюра.

Отложения демидовской свиты распространены в Южно-Приморской зоне значительно шире. Они выходят на поверхность в среднем течении р. Линда, на водоразделах рек Миргоу и Пеньгоу, в верховьях р. Шитухе, по пади Демидова и в бассейнах рек Супутинка, Чертовка и Перевозная. Мощность отложений демидовской свиты чрезвычайно невыдержанная и колеблется от 30 *м* в бассейне р. Раковка до 220 *м* в бассейне р. Миргоу. По Б. И. Васильеву, Б. Д. Чемерису, И. В. Коноваловой и А. И. Бураго, она залегает с размывом, но без видимого углового несогласия на нижне-среднетриасовых отложениях и согласно на отложениях шитухинской свиты. В свою очередь она согласно перекрывается среднеюрской бонивуровской свитой.

В породах демидовской свиты присутствует большое количество туфогенного материала и содержатся отдельные прослои порфиритов. Разрез свиты, по Б. И. Васильеву, в бассейне р. Линда следующий:

1. Туфоконгломераты ржаво-бурые, гравийно-галечниковые, состоящие из различно окатанной гальки, гравия и угловатых обломков плагиоклазовых порфиритов, аплитов, кварца, фельзита и темно-серых алевролитов, сцементированных крупнопсаммитовым кристаллокластическим туфом. В туфоконгломерате многочисленные отпечатки и ядра *Oxytoma* sp. indet., *Clamys* ex gr. *textorius* Schloth., *Plicatula* sp. indet. (определения Г. Т. Пчелинцевой) . . 10 *м*
2. Туфопесчаники грязно-желтые, крупнозернистые, связанные постепенными переходами с туфоконгломератами с отпечатками *Oxytoma* и *Pecten* плохой сохранности . . . . . 5 „
3. Песчаники серые, разнозернистые, с включениями обломков черных глинистых сланцев . . . . . 3 „
4. Туфобрекчия, состоящая из угловатоокатанных обломков туфов, заключенных в туфовый цемент . . . . . 15 „
5. Порфириты светлые, зеленовато-серые, плагиоклазовые, видимая мощность . . . . . 5 „

Более высокие части разреза, судя по высыпкам, представлены песчаниками желто-бурыми и желтовато-серыми, туфогенными, мелко- и среднезернистыми, иногда с редкой мелкой галькой. Среди песчаников присутствуют горизонты туфолав и туфобрекчий порфиритов.

https://jurassic.ru/

На водоразделе рек Миргоу и Пеньгоу мощность демидовской свиты, по данным Н. Г. Мельника, увеличивается до 220 *м*. Отложения представлены туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В туфогенных песчаниках Б. И. Васильевым была собрана, а Л. Д. Кипарисовой определена фауна: *Septaliforia* sp., *Euxinella* (?) sp., *Spiriferina* sp., *Chlamys* cf. *mojsisovicsi* Kob. et Ichik.

На правобережье р. Шитухе в 2—3 *км* к юго-востоку от с. Петровка и в междуречье Шитухе и пади Демидова свита сложена песчаниками и конгломератами с *Uptonia* sp. indet., *Oxytoma cygnipes* Voung. et Bird. var. *ussuriensis* Vor., *O. sarnescensis* Desh., *Pecten* (*Chlamys*) cf. *rinki* Lundg., *Plicatula* (*Harpax*) *laevigata* Orb., *P. (Harpax) spinosa* Schloth., *P. (Harpax) pectinoides* Desh. (определения Н. С. Воронец), а также с груборебристыми брахиоподами. Этот комплекс указывает на средне-верхнелейасовый возраст демидовской свиты.

В Супутинской подзоне (бассейны рек Супутинка, Чертовка, Перевозная и Раковка) с некоторой долей условности к демидовской свите отнесены песчаники светло- и темно-серые с хорошо отсортированным обломочным материалом с прослоями алевролитов, гравелитов, туфоконгломератов и конгломератов в основании. Мощность от 30 *м* (бассейн р. Раковка) до 180 *м* (бассейн р. Супутинка). По данным А. И. Бураго и И. В. Коноваловой, в бассейнах рек Перевозная и Супутинка песчаники залегают с размывом, но без углового несогласия на среднетриасовых песчаниках, а по А. Ф. Крамчанину (1966 г.), в бассейне р. Раковка — на монгугайских отложениях. В основании разреза И. В. Коноваловой собрана и определена фауна *Oxytoma cygnipes* Phill. var. *ussuriensis* Vor., *Variamussium* sp., *Trigonia* cf. *alta* Vor., *Pecten (Chlamys) textorius* Schloth. и др., указывающая на среднелейасовый (плинсбахский) возраст отложений.

По-видимому, из этих же песчаников в бассейне р. Супутинка Л. И. Боровиковым собраны *Spiriferina octoplicata* Sow., *Pecten (Chlamys) textorius* Schloth., *Harpax spinosus* Sow., *Cardinia* ex gr. *hybrida* Sow., датирующие, по мнению Н. С. Воронец и Г. Т. Пчелинцевой, средний лейас. В бассейне р. Перевозной А. И. Бураго обнаружил в песчаниках *Oxytoma* sp. indet., *Lima* sp. indet., *Trigonia* sp. indet.

Прибрежная зона

К нижнеюрским отложениям в Прибрежной зоне относится толща алевролитов и песчаников, развитая на правобережье верхнего течения р. Фудзин и на правобережье р. Тадуши — по пади Шифолаза. По данным А. Н. Калягина, в пади Шифолаза описываемые отложения сложены преимущественно темно-серыми, почти черными алевролитами, содержащими будины песчаников и отдельные маломощные (2—5 *м*) горизонты мелкозернистых полимиктовых песчаников. В основании толщи залегает невыдержанный горизонт мелкогалечных конгломератов. Видимая мощность толщи 260 *м*, к юго-западу она возрастает до 450 *м*.

В одном из горизонтов песчаников близ кровли толщи А. Н. Калягиным найден аммонит *Oxynoticeras* sp., указывающий, по заключению И. В. Коноваловой, на лотарингский—нижнедомерский возраст толщи.

В бассейне верхнего течения р. Фудзин в районе горы Ким, по данным А. Н. Калягина, к лейасу отнесена существенно алевролитовая толща мощностью около 900 *м*. Лейасовый возраст отложений подтверждается их согласным залеганием на фаунистически охарактеризованном верхнем триасе и литологическим сходством с лейасом бассейна

http://jurassic.ru/

пади Шифолаза. Общая мощность нижней юры 750—850 *м*. Особенностью нижнеюрских толщ этой части Прибрежной зоны является отсутствие кремнистых и туфогенных пород, широко развитых среди типично геосинклинальных формаций верхнего триаса и средней юры.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднеюрские отложения имеют наибольшее распространение. Они установлены в Западно-Приморской и Южно-Приморской зонах, в Сандагоу-Окраинской подзоне Главного антиклинория и в Прибрежной зоне.

Южно-Приморская и Западно-Приморская зоны

В пределах рассматриваемых зон среднеюрские отложения развиты в Суйфунской, Супутинской и Сучано-Даданьшаньской подзонах и представлены однообразной толщей разнозернистых песчаников с песчанистыми алевролитами.

В южной части Сучано-Даданьшаньской, Суйфунской и Супутинской подзон эта толща залегает согласно на нижней юре, с некоторой долей условности, относимой в настоящее время к демидовской свите. В юго-западной части Сучано-Даданьшаньской подзоны среднеюрские отложения трансгрессивно перекрыты верхнеюрской чиганской свитой, а в остальных районах — нижнемеловыми отложениями.

В Супутинской подзоне, в бассейнах рек Супутинка, Перевозная и Поповка, по данным А. И. Бураго, среднеюрские отложения по характеру фауны и по литологии разделяются на две толщи: нижнюю — песчаниковую, охарактеризованную фауной *Inoceramus*, и верхнюю — алевролитовую с *Posidonia buchi* Roemer. Нижняя (бонивуровская свита) имеет ааленско-байосский возраст, вторая, по-видимому, батский.

Бонивуровская свита развита во всех рассматриваемых подзонах, и ее разрезы описаны многими геологами. Наиболее полный разрез свиты с послойным сбором фауны в Супутинской подзоне описан И. В. Коноваловой в 1965 г. в верховьях р. Чертовка по ключу Бонивура. Здесь на зеленовато-серых среднезернистых песчаниках, охарактеризованных плинсбахской фауной, залегают:

1. Песчаники темно-серые, зеленовато-серые, с растительным детритом, мелкозернистые, реже среднезернистые некрепкие, с плохо отсортированным обломочным материалом с растительным детритом, фукоидные, местами ожелезненные, с редкими прослоями песчаников серых, мелкозернистых, сливных, с хорошо отсортированным обломочным материалом. В песчаниках собраны многочисленные *Inoceramus aequicostatus* Vor., *In. skorochodi* Vor., *In. subambiguus* Pčel., *In. rhomboideus* Vor., *In.* cf. *rhomboideus* Vor., *Holcophylloceras ussuriensis* Vor. . . . . 25 *м*
2. Пачка переслаивающихся песчаников серых, крепких, мелкозернистых, с плохо отсортированным обломочным материалом и песчаников алевритистых, темно-серых, некрепких. Мощность прослоев серых песчаников 20—60 *см*, алевритистых песчаников до 8 *см* . . . . . 3 „
3. Пачка тонкого (до 1 *мм*) переслаивания песчаников светло-бурых, среднезернистых и алевролитов темно-серых . . . . . 0,5 *м*
4. Песчаники светло-серые, сливные, кварцитовидные . . . . . 0,3 „
5. Песчаники темно-серые, тонкозернистые, массивные, крепкие, с плохо отсортированным обломочным материалом, со следами взмучивания . . . 1,0 „
6. Песчаники светло-серые, среднезернистые, кварц-полевошпатовые . . 1,5 „
7. Песчаники темно-серые, тонкозернистые, крепкие, с плохо отсортированным обломочным материалом, со следами взмучивания . . . . . 2 „
8. Песчаники темно-серые, с плохо отсортированным обломочным материалом, фукоидные, с редкими прослоями песчаников светло-серых, среднезернистых, с хорошо отсортированным обломочным материалом . . . . 35 „

http://jurassic.ru/

9. Пачка тонкопереслаивающихся серых, тонкозернистых песчаников и песчаников светло-серых, среднезернистых . . . . . 20 *м*

10. Песчаники серые и темно-серые, крепкие, массивные, с растительным детритом, грубоплитчатые, с мелкими фукоидами и редкими прослоями песчаников кварц-полевошпатовых. В основании пачки многочисленная фауна иноцерамов: *Inoceramus porrectus* Vor., *In. aequicostatus* Vor., *In. subambiguus* Pčel., *In. formosulus* Vor., *In. skorochodi* Vor., *In.* aff. *ussuriensis* Vor., *Holcophylloceras ussuriensis* Vor. . . . . 135 „

11. Пачка переслаивающихся песчаников серых, среднезернистых, сливных, с хорошо отсортированным обломочным материалом и черных тонкоплитчатых алевролитов . . . . . 1,4 „

12. Песчаники зеленовато-серые, среднезернистые, ожелезненные, сильно брекчированные, переполненные раковинами белемнитов . . . . . 0,15 „

13. Песчаники серые, среднезернистые, крепкие, с хорошо отсортированным обломочным материалом . . . . . 5 „

14. Песчаники темно-серые, мелко- и среднезернистые, с многочисленными фукоидами, постепенно переходящие в верхнюю толщу черных алевролитов . . 10 „

Общая мощность свиты по разрезу около 250 *м*.

Песчаники, по данным А. И. Бураго, обнаруживают псаммитовую структуру, плохую окатанность и слабую отсортированность обломочного материала.

Бонивуровская свита в бассейне р. Раковка, по данным А. И. Жамойды, сходна с одновозрастными толщами бассейна р. Чертовка, отличаясь присутствием редких прослоев туфогенного песчаника. Из пачки разнозернистых песчаников Н. С. Воронец и Н. А. Беляевским собрана многочисленная фауна: *Holcophylloceras ussuriensis* Vor., *Lytoceras* sp. indet., *Inoceramus ussuriensis* Vor., *In. formosulus* Vor., *In. skorochodi* Vor., *In. rhomboideus* Vor., *In. aequicostatus* Vor. Общая мощность разреза до 500 *м*.

В Суйфунской подзоне на горе Сальникова, у Ильюшенских сопок и у с. Або на западном побережье Амурского залива, по данным Н. А. Беляевского, Б. И. Васильева и Н. К. Трифонова, бонивуровская свита представлена разнозернистыми фукоидными песчаниками с фауной: *Inoceramus formosulus* Vor., *In.* cf. *subdepressus* Tell., *In. subambiguus* Pčel. (определения Г. Т. Пчелинцевой).

По данным Б. И. Васильева, разрез свиты, описанный им близ устья р. Большая Эльдуга, фациально несколько отличается от вышеописанных появлением в низах разреза мелких линзочек каменного угля, а в верхах — туфов кислого состава. В карьере у устья р. Большая Эльдуга обнажены песчаники грязно-зеленые, желтоватые, мелкозернистые, тонкоплитчатые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми плотными алевролитами. Породы содержат маломощные линзы каменного угля, а также многочисленные мелкие обугленные остатки растений. Мощность прослоев песчаников 5—10 *см*, алевролитов 3—5 *см*. Мощность толщи 50 *м*.

В песчаниках встречены многочисленные отпечатки отростков белемнитов и пелеципод. По присутствию здесь *Inoceramus* sp. indet. (cf. *In. ussuriensis* Vor.) Г. Т. Пчелинцева относит эти отложения к ааленскому ярусу.

В Сучано-Даданьшаньской подзоне, в верховьях р. Шитухе, бонивуровская свита представлена толщей песчаников и алевролитов мощностью 200—220 *м*, описанной Б. Д. Чемерисом. Эта толща связана постепенным переходом с нижнеюрскими отложениями и с угловым несогласием перекрыта верхнеюрской чигановской свитой. В алевролитах собрана фауна: *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* Keys., *In. subambiguus* Pčel., *Perisphinctes* sp. indet. Фауна указывает на среднеюрский возраст вмещающих пород.

В бассейне р. Сучан (ключ Стариков) бонивуровская свита, по данным Б. Д. Чемериса, залегает в тектоническом блоке и подразде-

http://jurassic.ru/

ляется на две толщи. Нижняя толща мощностью до 450 *м* сложена алевритистыми песчаниками темно-серыми, тонко- и мелкозернистыми, с текстурой взмучивания. По всему разрезу встречен растительный детрит. В песчаниках собрана фауна: *Inoceramus ussuriensis* Vor., *In.* cf. *subambiguus* Pčel. (определения И. В. Коноваловой). Верхняя толща мощностью до 75 *м* представлена серыми и зеленовато-серыми тонкозернистыми песчаниками с массивной текстурой.

Таким образом, бонивуровская свита везде представлена фукоидными песчаниками с плохо отсортированным обломочным материалом. Лишь в бассейне р. Шитухе верхняя часть ее разреза сложена алевролитами. Свита содержит довольно многочисленную, в настоящее время еще плохо изученную фауну иноцерамов и отличается отсутствием зональных аммонитов.

В Супутинской подзоне условно к батскому ярусу отнесена толща черных алевролитов (250 *м*). По А. И. Бураго (1961 г.), в бассейнах рек Чертовка, Перевозная и Поповка эта толща залегает на бонивуровской свите аален-байосского возраста согласно, с постепенным переходом. В основании толщи алевролитов найден *Inoceramus* aff. *ussuriensis* Vor. плохой сохранности (определение И. В. Коноваловой), а в верхней — *Posidonia buchi* Roemer. (определение Е. П. Брудницкой), встречающийся от ааленского яруса до келловея включительно.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

В пределах Главного антиклинория среднеюрский возраст имеет сидаевская свита и верхняя часть окраинской свиты.

Сидаевская (быстринская) свита выделена В. И. Надежкиным в 1958—1959 гг. в среднем течении р. Нотто, где она слагает небольшие тектонические блоки западнее выходов юрских отложений, окраинской и погской свит. Рассматриваемая свита с резким угловым несогласием налегает на породы каменноугольной самаркинской свиты. В ее сложении, по В. И. Надежкину, принимают участие зеленовато-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты и конгломерато-брекчии, реже порфириты и их туфы. Мощность — около 300 *м*. По ключу Сидаева (правому притоку р. Нотто) В. И. Надежкиным найден *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* Keys. (определение А. В. Сибиряковой), указывающий на среднеюрский возраст вмещающих отложений.

По-видимому, этот же возраст имеют конгломерато-брекчии в районе с. Уборка (бассейн р. Фудзин), в которых В. Н. Силантьевым обнаружен обломок ростра юрского белемнита (по определению Г. Я. Крымгольца).

Прибрежная зона

Отличительной особенностью среднеюрских отложений этой зоны является наличие мощных кремнистых толщ. Впервые они были описаны Г. П. Воларовичем в 1933 г. как каменноугольные образования. В последующие годы различные исследователи относили их к разным отделам каменноугольной или пермской систем. В 1948 г. А. Ф. Баранов и С. А. Музылев на междуречье Кенцухе и Тадуши, а в 1950 г. А. Ф. Баранов и А. Д. Колчина в районе пос. Тетюхе отнесли аналогичные терригенно-кремнистые образования к верхнему триасу—нижней юре, назвав их чапаевской свитой. В дальнейшем эти отложения были детально изучены Ю. Т. Гурулевым и др. в Тетюхинском районе,

http://jurassic.ru/

где они получили название горбушинской свиты (Гурулев, Пальгуева, 1964).

Горбушинская свита залегает с размывом на верхнем триасе и трансгрессивно перекрывается нижним мелом. Разрез свиты на правобережье р. Тетюхе, северо-восточнее горы Сахарной, по Ю. Т. Гурулеву, следующий:

Нижняя (первая) подсвита

1. Конгломерато-брекчии, брекчии, гравелистые песчаники, песчаники мелко- и крупнозернистые	0—100 *м*
2. Алевролиты с линзами и прослоями мелкозернистых песчаников с галькой известняков. Аммонит *Stephanoceras* ex gr. *umbilicus* Quenst. По мнению К. М. Худолея, этот род указывает на байос-батский возраст отложений	80—90 „
3. Алевролиты, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками	300—350 „
4. Алевролиты с линзами и прослоями мелкозернистых песчаников	до 150 „
5. Кремни с линзами мелкозернистых песчаников и алевролитов	200—250 „
6. Алевролиты темно-серые	10—30 „

Вторая подсвита

1. Песчаники мелкозернистые, вверху переслаивающиеся с алевролитами	120—230 „
2. Кремни	40—100 „
3. Алевролиты с линзами мелкозернистых песчаников	50—70 „

Третья подсвита

1. Песчаники мелко- и среднезернистые, с редкими прослоями песчаников грубозернистых и крупнозернистых, алевролитов темно-серых и линзами кремнистых брекчий	200—300 „
2. Брекчии кремнистые, гравелиты, песчаники от мелкозернистых до крупнозернистых	120—150 „
3. Кремни массивные	60—100 „
4. Алевролиты, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками	15—20 „

Верхняя (четвертая) подсвита

1. Песчаники мелкозернистые, с единичными маломощными прослоями гравелистых песчаников и алевролитов	80—130 „

Мощность свиты по разрезу 1400—2100 *м*.

Аналогичные разрезы имеет горбушинская свита на других участках. Отличие разрезов заключается лишь в различных соотношениях мощностей терригенных и кремнистых пачек, которые меняются очень быстро. Общая мощность горбушинской свиты в Тетюхинском районе от 1000 до 2500 *м*, а в Восточно-Кавалеровском районе, по данным А. И. Бураго (1966 г.), около 1500 *м*.

Р. Е. Остроумов (1962 г.) отмечает, что для терригенных пород горбушинской свиты характерны плохая окатанность кластического материала, бедность карбонатами, повышенное содержание кремнезема, признаки туфогенности, присутствие подводных лав диабазовых порфиритов (спилитов).

Нижняя возрастная граница свиты определяется находкой байос-батского аммонита, верхняя — трансгрессивным и несогласным залеганием валанжина. Поскольку среднеюрские отложения в Приморье отделены от верхнеюрских размывом и несогласием, возраст горбушинской свиты, с некоторой условностью, принимается среднеюрским.

https://jurassic.ru/

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные нижне- и среднеюрские отложения развиты в Сандагоу-Окраинской подзоне Главного антиклинория, где они известны под названием окраинской свиты.

Окраинская свита сложена однообразными алевролитами с редкими маломощными прослоями основных эффузивов, их туфов, спилитов и повсеместно согласно перекрывают неотличимые по внешнему виду верхнетриасовые алевролиты (см. рис. 24, *В*). Нижняя граница фиксируется по появлению первых прослоев эффузивов среди алевролитов.

Нижние горизонты свиты наблюдались у с. Архиповка по р. Сандагоу и по правому притоку р. Сыдагоу (ключ Исаков). Здесь К. П. Титовым обнаружены (видимо, в разных точках) домерский *Amaltheus margaritatus* Montf., а также *Grammoceras* sp. и *Stephanoceras* sp. (определения В. Н. Верещагина). Ранее на этом же участке А. А. Кирилловым были собраны синемюрский *Arnioceras* sp. indet. (*A.* aff. *anomaliferum* Fuc.) и *Grammoceras* aff. *subtile* Fuc., *Grammoceras* sp. и *Coeloceras* sp. Приведенная фауна, по мнению определявшей ее Л. Д. Кипарисовой, характерна для среднего лейаса.

Сводный разрез свиты, нижние слои которого охарактеризованы приведенным списком фауны, по Ю. П. Бидюку, следующий:

1. Переслаивание песчаников и алевролитов. Песчаники кварц-полевошпатовые буровато-серые, серые, косослоистые, плитчатые. Алевролиты темно-серые, параллельно-слоистые, песчанистые. Вверх по разрезу количество песчаников уменьшается	30 *м*
2. Алевролиты темно-серые, микрослоистые	20 „
3. Алевролиты темно-серые, зеленовато-серые, массивные, с единичными прослоями (1—3 *м*) порфиритов пористых и спилитов	120 „
4. Туфы порфиритов бурые, рыхлые	20 „
5. Алевролиты темно-серые, массивные, с единичными прослоями порфиритов	150 „
6. Туфы порфиритов	10 „
7. Алевролиты массивные, темно-серые, с единичными прослоями порфиритов	80 „
8. Известняки темно-серые, массивные, с бурой пористой коркой выветривания, органогенные (кораллы?)	2—10 „
9. Алевролиты темно-серые, массивные, песчанистые, с единичными прослоями туфов порфиритов	350 „

Общая мощность свиты до 900 *м*.

Такого же порядка мощности подсчитаны Ю. П. Бидюком и для других участков, прилегающих к зоне Главного синклинория. Вероятный среднеюрский возраст верхних пачек окраинской свиты (заключение Е. П. Брудницкой) подтверждают собранные И. П. Макухиной в бассейне р. Эрльдагоу *Inoceramus* aff. *ussuriensis* Vor. и *Posidonia* cf. *buchi* Roem.

Алевролитовый состав окраинской свиты по простиранию выдержан. Наблюдаются незначительные изменения в мощностях и количестве прослоев туфов порфиритов, спилитов и их соотношений в разрезе. В целом же объем вулканогенных пород и примесь пирокластического материала в алевролитах, оставаясь постоянным в пределах свиты, увеличиваются снизу вверх.

Общая мощность свиты вкрест простирания полосы юрских отложений изменчива. Несмотря на условность положения подошвы свиты, следует считать, что мощности ее, указанные И. П. Макухиной (450 *м*) и В. И. Надежкиным (330 *м*) для западной части, близки к действительным. Сравнение этих цифр с данными Ю. П. Бидюка показывает, что мощность окраинской свиты с востока на запад уменьшается почти в два раза.

http://jurassic.ru/

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеюрские отложения занимают незначительную площадь в Южно-Приморской зоне и в Сандагоу-Окраинской подзоне. Кроме того, они предположительно выделяются в зоне Главного синклинория и в Бикинской зоне.

Южно-Приморская зона

В Южно-Приморской зоне к верхней юре относится толща песчаников и алевролитов и чигановская свита.

Толща песчаников и алевролитов имеет ограниченное распространение в Супутинской подзоне. По данным А. И. Бураго, в долине р. Поповка, она залегает согласно и с постепенным переходом на батских отложениях. Она сложена мелко- и тонкозернистыми песчаниками (с грубыми растительными остатками), которым подчинены маломощные (0,8—1 *м*) пласты алевролитов, углистых сланцев и сажистых прослоев. Из флоры С. А. Баюла определила *Pseudocycas* sp. Общая мощность толщи до 220 *м*.

Чигановская свита развита в юго-западной части Сучано-Даданьшаньской подзоны — на побережье Уссурийского залива и на островах Путятин и Аскольд. Свита залегает трансгрессивно на среднеюрских и более древних отложениях (см. рис. 28, *Б-Б*, *В-В*). Породы свиты исключительно однообразны по составу и представлены в основном фукоидными серыми разнозернистыми песчаниками. Они содержат богатую фауну ауцелл, тригоний и аммонитов, характерную для оксфордского, кимериджского и титонского ярусов. В настоящее время эта фауна еще плохо изучена и провести по ней расчленение верхнего отдела на ярусы затруднительно. Такая попытка была сделана К. М. Худолеем в 1957 г. Нижнюю часть разреза с ауцеллами он относил к оксфорд-кимериджскому ярусу, а верхнюю с *Macrophylloceras schetuchaense* Chud. — к титонскому ярусу. В процессе дальнейших геологосъемочных работ такое разделение не подтвердилось, так как, по данным Б. И. Васильева, Б. Д. Чемериса и А. Р. Спицына, ауцеллы, характерные, по данным К. М. Худолея, для оксфорд-кимериджа, встречены совместно с *Macrophylloceras schetuchaense* Chud.

Чигановская свита, по Б. И. Васильеву, делится на две подсвиты — нижнюю, представленную толщей конгломератов, аркозовых песчаников и фукоидных песчаников, и верхнюю, сложенную светло-серыми комковатыми глинистыми песчаниками.

Нижняя подсвита обнажается на восточном побережье Уссурийского залива, бухта Абрек и в бассейнах рек Линда и Коготунь. Она охарактеризована многочисленной фауной: *Oxytoma* sp., *Aucella mosquensis* Buch., *A.* cf. *elgaensis* Pčel., *A.* cf. *rugosa* (Fisch.), *A.* ex gr. *bronni* Lah., *Nucula* sp., *Perisphinctes* sp., *Entolium* sp. indet., *Camptonectes* sp. indet., *Astarte* sp. indet., *Partschiceras schetuchaense* Chud. По мнению Г. Т. Пчелинцевой, определявшей эту фауну, последняя характеризует верхний отдел юры от оксфорда до титона включительно. Наиболее полный разрез этой подсвиты был описан Б. И. Васильевым на восточном побережье Уссурийского залива, в районе мыса Чиган. Здесь на ладинских отложениях с размывом, но без видимого углового несогласия * залегают:

---

* По мнению Н. А. Беляевского, верхняя юра залегает на среднем триасе несогласно.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

1. Светло-серые гравийно-галечниковые конгломераты. Цементом служит грубозернистый, аркозовый, гравелистый песчаник. Эти же песчаники образуют среди конгломератов самостоятельные прослои, не выдержанные по простиранию, мощностью до 1 *м*, связанные с конгломератами постепенными переходами. В 3,5 *м* от подошвы пачки располагается прослой темно-серых тонкослоистых углистых песчаников с тонкими выклинивающимися прослоями каменного угля и обугленными отпечатками листьев и стеблей растений . . 10 *м*

2. Песчаники светло-серые, крупно- и среднезернистые, линейно-слоистые, аркозовые, с известковистым цементом, с маломощными (0,3—1,5 *м*) прослоями гравелитов и линзами мелкогалечных конгломератов. В верхней части пачки, в 1,5 *м* от ее кровли, располагается пласт буровато-серого мелкозернистого существенно кварцевого песчаника . . . . . 85 „

3. Песчаники полимиктовые, серые, мелкозернистые, с глинисто-известковистым цементом, с мелким обугленным детритом. В кровле залегает пласт (1,5 *м*) серого, мелкозернистого глинистого песчаника с обугленными остатками растений, линзочками блестящего каменного угля и овальными стяжениями крепкого, черного, углисто-глинистого материала . . . . . 40 „

4. Песчаники серые, мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, глинистые, фукоидные, с глинисто-известковистым цементом. Среди песчаников наблюдаются редкие прослои черных аргиллитов мощностью до 0,3—0,5 *м*. В 20 *м* от подошвы пачки располагается единичный прослой серого, конгломератовидного песчаника мощностью 1,2 *м*. В верхах пачки среди этих песчаников появляются прослои темно-серых углисто-глинистых алевролитов с мелкими многочисленными фукоидами. Из этой пачки К. М. Худолеем была собрана многочисленная фауна. В основании свиты найдена *Aucella* ex gr. *bronni* (Rouil.) Lah. В 1 *км* южнее мыса Чиган обнаружены *Perisphinctes* sp. indet., *Belemnites* sp., *Oxytoma* sp., *Aucella* ex gr. *bronni* (Rouil.) Lah. и *Inoceramus* sp. nov., *Trigonia* sp. indet., *Tancredia* sp. Севернее мыса Чиган были найдены *Perisphinctes* sp. indet., *Aucella* ex gr. *pallasi* Keys., *A. lindstroemi* Sok. (определения К. М. Худолея и Г. Т. Пчелинцевой). Эта пачка является наиболее четко выраженной в разрезе и прослеживается в бассейнах рек Шитухе и Таудеми . . . . . 250 „

5. Песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, аркозовые, с известковистым цементом, косослоистые, с единичными крупными фукоидами . . . . . 15 „

6. Алевролиты темно-серые, углистые, с остатками растений, переслаивающиеся с песчаником серым, мелкозернистым. Мощность слоев 0,5—1 *м* 5 „

7. Песчаники серые, в выветрелом состоянии зеленовато-серые и зеленовато-желтые, с фукоидами, с пропластками черных углистых сланцев. В песчаниках Б. И. Васильевым найдены *Perisphinctes* sp. indet., *Nucula* sp., *Aucella* ex gr. *bronni* Lah., *A. pallasi* Keys. (определения Г. Т. Пчелинцевой) . . . . . 105 „

Более высокие горизонты нижней подсвиты обнажаются на северном берегу бухты Подъямпольского, где на серых и зеленовато-желтых фукоидных песчаниках согласно залегают:

1. Песчаники светло-серые, средне- и крупнозернистые, аркозовые, с редкими, маломощными прослоями песчаников темно-серых, разнозернистых, с углистыми примазками. По данным Н. А. Беляевского, здесь присутствуют аммониты, близкие к роду *Peltaceatoides* (определение Н. А. Беляевского) . 15 *м*

2. Песчаники зеленовато-серые, среднезернистые, полимиктовые, массивные . . . . . 20 „

3. Алевролиты черные, слюдистые, тонкорассланцованные, с мелкими раковинами *Nucula* sp., *Placunopsis* sp., *Modiolus* sp., *Mytilus* sp., *Astarte* sp., *Tancredia* sp. (определение Г. Т. Пчелинцевой по сборам Н. А. Беляевского) 0,4 „

4. Песчаники серые, мелкозернистые, полимиктовые . . . . . 0,8 „

5. Алевролиты черные, тонкоплитчатые . . . . . 0,1 „

6. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, полимиктовые, с обломками черных глинистых сланцев . . . . . 1 „

7. Алевролиты темно-серые, почти черные, песчанистые, сильно трещиноватые, с редкими, плохо сохранившимися отпечатками раковин *Nucula* sp. indet., *Astarte* sp. indet. и гастроподы . . . . . 2 „

8. Песчаники темные, зеленовато-серые, тонкозернистые, глинистые . . 0,1 „

9. Алевролиты черные, массивные, неслоистые . . . . . 0,2 „

10. Песчаники серые, мелкозернистые, полимиктовые, переслаивающиеся с черными аргиллитами. Мощность прослоев песчаников 0,2—0,3 *м*, аргиллитов 0,1—0,15 *м*, видимая мощность . . . . . 3,0 „

http://jurassic.ru/

Общая мощность нижней подсвиты в этом районе 550 *м*.

На п-ове между бухтами Абрек и Безымянной, по данным Б. И. Васильева, в основании нижней подсвиты конгломераты отсутствуют, низы подсвиты представлены песчаниками светло-серыми, крупнозернистыми, кварц-полевошпатовыми, известковистыми, залегающими без видимого углового несогласия на анизийских отложениях. Видимая мощность отложений в береговых обрывах восточного берега бухты 20—25 *м*. Верхние горизонты этого разреза вскрыты рядом скважин и, по Б. И. Васильеву, представлены разнозернистыми песчаниками мощностью до 250 *м* с единичным прослоем известняков и четырьмя прослоями алевролитов. В песчаниках собрана фауна *Aucella* sp. indet (cf. *mosquensis* Buch), *Entolium* sp. indet., *Camptonectes* sp. indet. (aff. *virdunensis* Buv.), *Astarte* sp. (определение Г. Т. Пчелинцевой).

Верхняя подсвита сложена глинистыми комковатыми песчаниками, имеющими весьма ограниченное распространение (район пос. Тихоокеанского, острова Путятин и Аскольд, верховья р. Коготунь). Из этих отложений Б. И. Васильевым и К. М. Худолеем была собрана многочисленная фауна: *Pinna subradiata* Pčel., *Trigonia ivantischini* Vor., *Tr.* ex gr. *formosa* Lyc., *Tr.* aff. *doroscheni* Eichw., *Partschiceras* (*Macrophylloceras*) *schetuchaense* Chud., *Perisphinctes* sp. indet. и др. (определения Г. Т. Пчелинцевой и Л. В. Сибиряковой). По мнению Г. Т. Пчелинцевой, эта фауна характерна для верхней юры от оксфорда до нижневолжского яруса включительно, т. е. является возрастным аналогом ауцелловой фауны, содержащейся в нижней подсвите. Однако согласное залегание ее на толще фукоидных песчаников (последнее наблюдается в выемке шоссейной дороги Линда—Тихоокеанский) позволяет детализировать их возраст как титон. Общая мощность верхней подсвиты не превышает 250 *м*. К. М. Худолеем в районе пос. Тихоокеанского описан частный разрез верхней подсвиты, дающий представление о характере пород и об их переслаивании:

1. Песчаники буровато-серые, мелкозернистые, с единичными остатками фауны *Trigonia* ex gr. *formosa* Lycett. Видимая мощность . .	около 5 *м*
2. Песчаники буровато-серые, среднезернистые, плотные, местами слоистые, иногда массивные с линзочками светло-серого рыхлого песчаника. В нижней части встречаются прослои, обогащенные глинистым веществом с обуглившимися остатками растений	до 5 „
3. Песчаники слабосцементированные, среднезернистые	0,45 „
4. Пачка, представленная чередованием слоев рыхлых и плотных песчаников. В верхней части слоя появляются плохо сохранившиеся отпечатки и остатки стволов растений	9 „
5. Возможно, непосредственно на слое 5 лежат песчаники зеленовато-серые, местами очень плотные и крепкие, переходящие в гравелиты. В них собрана фауна: *Partschiceras (Macrophylloceras) schetuchaense* Chud., *Perisphinctes* sp., *Virgatosphinctes contiguus* (Zittel), *Pinna subradiata* Pčel., *Variamussium nonarium* Quenst., *Trigonia ivantischini* Vor., *Tr.* aff. *doroscheni* Eichw. (определение Л. В. Сибиряковой)	5 „
6. Известняки органогенные, темно-серые, песчанистые, с фауной *Partschiceras (Macrophylloceras) schetuchaense* Chud., *Subplanites putiatinensis* Chud., пластинчатожаберные: *Pinna subradiata* Pčel., *Variamussium nonarium* Quenst., *Trigonia ivantischini* Vor., *Tr.* ex gr. *doroscheni* Eichw., *Astarte* sp.	1—2 „
7. Песчаники желто-серые и темно-серые, известковистые с фауной *Partschiceras (Macrophylloceras) schetuchaense* Chud., *Variamussium nonarium* Quenst., *Trigonia* sp.	до 1 „
8. Алевролиты темно-серые, плотные, крепкие со сферической отдельностью. Фауна *Partschiceras (Macrophylloceras) schetuchaense* Chud., *Pinna subradiata* Pčel., *Aucella* sp. indet. (определения Л. В. Сибиряковой). Видимая мощность	3 „

На островах Путятин и Аскольд верхняя подсвита известна к востоку от мыса Родионова и в районе оз. Гусиного. Она представлена

http://jurassic.ru/

конгломератами и песчаниками с фауной *Partschiceras (Macrophylloceras) schetuchaense* Chud., *Virgatosphinctes contiguus* Zittel, *Aulacosphinctes subquadratus* Chud., *Subplanites putiatinensis* Chud., *Primoryites primoryensis* Chud., *Berriasella* sp. indet. (определения К. М. Худолея). В 1917 г. Д. С. Коржинским из песчаников и конгломератов была собрана фауна *Parkinsonia* cf. *radiata* Renz., *Trigonia ascoldiana* Vor., *Tr.* ex gr. *petanoides* Wentz., *Tr.* ex gr. *duplicata* Sow., *Tr. formosa* Lyc., *Leda* sp. indet. (определения Н. С. Воронец). На основании изучения этой фауны Н. С. Воронец сделала предположение о байосском возрасте вмещающих пород. Однако, по мнению Г. Т. Пчелинцевой и К. М. Худолея, это заключение недостаточно убедительно вследствие плохой сохранности фауны и отклонения ее от типичных форм. Из всех тригоний только *Trigonia formosa* Lycett. встречается в байосе Западной Европы, а найденные М. Янковским *Ammonites biplex* Sow. и *Astarte veneris* Eichw. характерны для верхней юры. Вследствие этого указанные отложения сейчас сопоставляются с верхней подсвитой, описанной в районе пос. Тихоокеанского.

В бассейне р. Шитухе, по данным Б. Д. Чемериса, чигановская свита залегает трансгрессивно на среднеюрских отложениях и перекрыта сучанской серией. Мощность чигановской свиты в бассейне р. Шитухе 420 *м*. Нижняя подсвита аналогична описанной Б. И. Васильевым на восточном побережье Уссурийского залива, но отличается по мощности — на побережье 550 *м*, в бассейне р. Шитухе 260 *м*. Из нижней подсвиты Б. И. Васильевым и Б. Д. Чемерисом собрана обильная фауна, представленная многочисленными экземплярами *Partschiceras (Macrophylloceras) schetuchaense* Chud. и единичными ауцеллами (*Aucella mosquensis* Keys., *A.* ex gr. *emigrata* Zittel.). Эта фауна характерна для оксфорд-титонского яруса.

Верхняя подсвита, по Б. Д. Чемерису, сложена песчаниками с включениями хорошо окатанных галек алевролитов и песчаников с темно-серыми алевролитами. Встречаются многочисленные пелециподы плохой сохранности и обильные растительные остатки. Мощность верхней подсвиты 35 *м*.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

В Сандагоу-Окраинской подзоне верхнеюрские отложения представлены погской свитой.

Погская свита распространена в бассейнах рек Фудзин, Эрльдагоу и Сандагоу и сложена туфами и туфобрекчиями субщелочных базальтоидов, с маломощными прослоями порфиритов. Мощность и состав погской свиты не выдержаны. В связи с плохой обнаженностью ее разрез не был составлен. В бассейне р. Фудзин Г. К. Еременко (1961 г.) подразделил погскую свиту на две пачки.

1. *Нижняя пачка:* туфы субщелочных базальтоидов витро- и кристаллокластические, синевато- или зеленовато-серые, мелкообломочные и пепловые, обычно массивные, изредка грубослоистые	200—300 *м*
2. *Верхняя пачка:* туфобрекчии и туфоконгломераты, туфы псефитовые темно-серые, с лапиллями и бомбами и редкими прослоями спилитов	80—100 „
Общая мощность свиты	280—400 „

В нижней пачке содержится мелкозернистый пирокластический материал, сложенный мелкопузырчатым базальтоидным стеклом и обломками кристаллов пироксена типа авгита. Обломки вулканического стекла остроугольные, иногда со сглаженными краями неокатанных зерен. Стекло обычно сильно разложено, изредка встречаются свежие разности, бурые или почти бесцветные.

http://jurassic.ru/

Породы нижней пачки интенсивно карбонатизированы, но вблизи поверхности (до глубины 5—6 *м*) карбонатный материал обычно выщелочен и породы превращены в красно-бурую дресву.

В верхней пачке преобладает грубообломочный пирокластический материал, плохо отсортированный, слабо слоистый. Размер его достигает 4—5 *см*. Туфоконгломераты содержат гальку размером 1—10 *см*, представленную разложенным базальтоидным стеклом. Окатаны гальки лучше, по сравнению с более мелким цементирующим материалом. Бомбы и лапилли концентрически скорлуповатые, обычно сцементированы мелким пирокластическим материалом. Маломощные потоки лав сложены авгитами, содержащими вкрапленники коричневато-бурого авгита, находящегося в стекловатой или микролитовой массе. Микролиты представлены авгитом и рудным минералом, в некоторых случаях встречаются баркевикит, лепидомелан и псевдоморфозы по оливину. Г. К. Еременко, кроме авгитов, описал спилиты, отнеся к ним разложенные базальтоидные породы, существенно альбитовые с хлоритизированными цветными минералами, которые образовались в результате метасоматических изменений по авгититам.

В подстилающих свиту породах обнаружены изометричные некки, сложенные эруптивными брекчиями, и гипабиссальные аналоги покрова типа камптонитов — мончикитов. По мнению Г. К. Еременко, породы нижней пачки формировались в субаэральной, частично в подводной обстановке. Обломочный материал второй пачки также плохо отсортирован, но несет все признаки водной транспортировки. Южнее, в бассейне р. Эрльдагоу, по данным И. П. Макухиной, в строении свиты преобладающую роль играют порфириты (спилиты) до 70% всего объема.

В бассейне р. Сандагоу базальные слои погской свиты сложены то псефитовыми и псаммитовыми туфами и туфобрекчиями, то крупногалечными туфоконгломератами и конгло-брекчиями. В нескольких километрах от этого разреза подошва свиты состоит уже из чередующихся пачек алевролитов и туфов и по составу не отличается от нижележащей окраинской свиты. Общей закономерностью для погской свиты в этом районе, по Ю. П. Бидюку, является резкое преобладание пирокластического материала в верхних частях разреза и эффузивно-осадочного в нижних. В верхних горизонтах свиты вскрыт характерный пласт грубозернистых песчаников, туфогенных алевролитов с массой растительного сора и отпечатки крупных *Ostrea* sp., *Mytilus* sp. и гастропод (определения В. П. Коновалова). Мощность погской свиты, верхние части которой срезаны несогласно залегающим на ней валанжином, 400—700 *м*. Химический состав базальтоидов приводится в табл. 10.

Таблица 10

Химический состав базальтоидов погской свиты (в %)

Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	SO_3	П. п. п.	Сумма
1	39,96	2,70	11,62	11,68	14,56	6,45	0,28	1,46	2,32	0,19	8,24	99,46
2	38,44	3,10	12,34	12,16	15,54	6,16	0.28	1,99	1,02	0,92	7,54	99,49

1 — авгитит, бассейн р. Пога, Г. К. Еременко, 1961; 2 — туф авгитита, там же.

Поскольку погская свита несогласно залегает на окраинской свите, содержащей среднеюрскую фауну (см. рис. 24, *В*) и несогласно перекрывается валанжином, возраст ее с некоторой условностью принимается верхнеюрским.

https://jurassic.ru/

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные на отделы юрские отложения развиты в зоне Главного синклинория и в Бикинской зоне. Здесь они представлены морскими геосинклинальными толщами, органические остатки в которых редки, за исключением радиолярий. Сложная тектоника и плохая обнаженность усугубляют трудность изучения стратиграфии в пределах рассматриваемых зон.

Юрские отложения, по-видимому, согласно залегают на предположительно триасовых отложениях и с размывом перекрываются валанжином.

Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня

В Арму-Иманском районе юрские отложения подразделяются на три толщи, выделенные и описанные в основном Ю. Н. Размахниным: колумбинскую, сяонанцинскую и осокинскую *.

Колумбинская толща, условно отнесенная Ю. Н. Размахниным к нижнему—среднему отделам юры, распространена в бассейнах рек Иман и Бикин. В ее сложении принимают участие черные алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, кремнисто-пепловые алевролиты, кремнистые породы; последним подчинены маломощные прослои и линзы спилитов и известняков. В бассейне р. Колумбе выше слоев, относимых к триасу (?), Ю. Н. Размахиным описан следующий разрез толщи:

1. Черные рассланцованные алевролиты с тонкими, обычно будинированными прослоями темно-серых тонко- и мелкозернистых песчаников. Изредка отмечаются слои песчаников мощностью до 5—10 *м*	450 *м*
2. Черные алевролиты, часто содержащие будинированные прослои средне- и мелкозернистых песчаников	170 „
3. Насыщенные скелетами радиолярий зелено-серые, порой буро-красные яшмовидные кремнисто-пепловые алевропелиты, изредка переходящие в темно-серые и кремнистые породы. Среди этих пород отмечаются прослои и линзы (0,5—2 *м*) рассланцованных серо-зеленых оолитовых известняков и миндалекаменных спилитов. Отмечены своеобразные брекчиевые образования из упомянутых известняков и спилитов	150 „
4. Грубое переслаивание глинистых сланцев алевролитов и полимиктовых средне- и мелкозернистых песчаников. В песчаниках из основания разреза данной пачки определены споры триасово-юрских растений	350 „
5. Переслаивание (1—10 *м*) яшмовидных сургучно-красных и бурых кремнисто-пепловых алевропелитов и их зеленых и стально-серых разновидностей, а также туфогенных алевролитов и полимиктовых песчаников среднезернистых, насыщенных чешуйками слюды	500 „
Мощность по разрезу около 1600 *м*.	

В бурых яшмовидных кремнисто-пепловых алевропелитах в нижней и центральной частях разреза Ю. Н. Размахниным были обнаружены, а А. И. Жамойдой определены радиолярии: *Cenosphaera* cf. *kinzuhensis* Zham., *Cenosphaera* sp., *Stylosphaera* sp. и эвхитонии (в обломках) с решетчатым и зубчатым скелетом, возможно, относящихся к родам *Histiastrum* и *Dictyastrum* или *Tessarastrum*, кроме того, редкие *Lithocampe* sp., *Stichocapsa* aff. *ovata* Hinole, *Dictyomitra* sp., *Lithomitra* sp. nov., *Lithomitra* sp., а также скелеты губчатых сфероидей или дискоидей. Комплекс радиолярий, по мнению А. И. Жамойды, указывает на юрский возраст пород. В сургучно-красных кремнисто-пепловых алевропелитах и кремнисто-известковистых сланцах данной

* В этих толщах, по новейшим данным, найдена валанжинская фауна.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

толщи Ю. Н. Размахниным обнаружены фораминиферы, указывающие, по заключению А. И. Жамойды, на мезозойский возраст пород.

Аналогичные сборы радиолярий в кремнисто-пепловых алевролитах толщи произведены С. Г. Рященко на правом берегу р. Колумбе в ее среднем течении и Г. П. Антоновым по ключу Березовому. В первом случае А. И. Жамойдой определены *Cenosphaera* cf. *pachyderma* Rüst., *C.* cf. *hilianthoides* Zhamoida., *Tricolocapsa* sp., *Lithocampe* cf. *kiparissovae* Zhamoida., *Lithomitra* sp., *Lithostrobus* sp., *Porodiscus* cf. *mipsoides* Neviani, *Stylodieta* sp., *Dictyomitra* sp., *Stichomitra* sp., редкие обломки эвхитонит, обломки скелета, возможно, принадлежащего к *Stichocapsa ovata* Hunde. По мнению А. И. Жамойды, комплекс этих радиолярий, безусловно, мезозойский, скорее всего юрский. Во втором случае радиолярии имеют плохую сохранность, поэтому А. И. Жамойдой определена лишь характерная мезозойская форма *Dictyomitra multicostata.*

Сяонанцинская толща предположительно среднеюрского возраста залегает согласно и с постепенным переходом на колумбинской и несогласно перекрывается осокинской толщей верхнеюрского (?) возраста или валанжином. Сяонанцинская толща сложена песчаниками, алевролитами и кремнисто-пепловыми алевропелитами и имеет мощность до 1800 *м*.

Нижняя часть толщи (250—300 *м*), по Ю. Н. Размахнину, сложена темно-серыми алевролитами, переслаивающимися с буровато-серыми мелкозернистыми песчаниками. В средней части залегают зеленые и стально-серые кремнисто-пепловые алевропелиты (50—150 *м*). Верхнюю часть (250—300 *м*) составляют плойчатые темно-серые глинистые сланцы и алевропелиты, содержащие пачки и прослои зеленых кремнисто-пепловых алевропелитов.

Для этой части толщи характерна невыдержанность по простиранию и разрезу мощности горизонтов зеленых кремнисто-пепловых алевропелитов, которая достигает 100—150 *м*.

В бассейне р. Зеленая в отложениях, аналогичных рассматриваемым и обнажающихся среди верхнемеловых эффузивов, Б. Я. Черныш обнаружил, а К. М. Худолей определил *Inoceramus* cf. *lucifer* Eichw., характеризующий аален.

Более высокая часть разреза сяонанцинской толщи наблюдалась Ю. Н. Размахниным у с. Лаулю:

1. Алевролиты темные, слоистые, с резко подчиненными прослоями кварцитовидных песчаников и туфовидных лимонитизированных грязно-зеленых тонкослоистых алевропесчаников	250 *м*
2. Алевролиты темные и серые, часто тонкослоистые, нередко с тонкими прослоями серицит-глинистых филлитовидных, возможно, туфогенных сланцев	300 „
3. Алевролиты с рассеянным полимиктовым песчаным материалом, с неправильной и косой слоистостью, с характерными линзовидными песчаниковыми обособлениями, придающими породам структуру типа разлинзования. Отмечены прослои кварц-полевошпатовых песчаников и серицит-кремнистых алевролитов, содержащих скопления радиолярий *Cenosphaera* sp. и мезозойских фораминифер (определение А. И. Жамойды). Отдельные прослои (до 1—5 *м*) гравийных песчаников, кластический материал которых насыщен обломками кислых эффузивов, спилитов и порфиритов	500 „
4. Филлитовидные, зеленые, кремнисто-пепловые алевропелиты	20 „
Мощность толщи по разрезу 1100 *м*.	
Общая мощность сяонанцинской толщи 1600—1800 *м*.	

Литологию колумбинской и сяонанцинской толщ изучал Ю. Н. Размахнин. По его данным, кремнисто-пепловые алевропелиты массивные, реже сланцеватые породы зеленые, серые, иногда красно-бурые, перехо-

http://jurassic.ru/

дящие к кремнисто-глинистым и кремнистым, а иногда яшмовидным сланцам.

Характерной текстурной особенностью нижне-среднеюрских отложений являются широко развитые в них явления подводного перемыва и перемещения, выражающегося в разлинзовывании тонких слоев кремнистых, песчаниковых и алевропесчаниковых пород, являющихся составной частью преимущественно алевритовых или алевропелитовых толщ.

Осокинская толща, по данным Ю. Н. Размахнина, залегает с размывом на нижележащих юрских отложениях и с размывом перекрывается валанжином. Разрез этой толщи в бассейне р. Арму следующий:

1. Песчаники бурые, разнозернистые, полимиктовые	50—100 *м*
2. Песчаники коричневато-бурые, разнозернистые, преимущественно мелкозернистые, полимиктовые, насыщенные тонкими обломками темных алевролитов	150—300 „
3. Песчаники бурые, мелкозернистые, полимиктовые, с редкими прослоями черных, массивных алевролитов	50—100 „
4. Песчаники бурые, мелкозернистые	75—100 „

Мощность по разрезу около 600 *м*.

В бассейне ключа Осоки (междуречье Верхняя Синанча — Нижняя Синанча) данные отложения перекрыты базальными слоями валанжина, содержащими обильную фауну ауцелл. Большая часть валунов и галек этих слоев состоит из песчаников осокинской толщи.

В бассейнах рек Валинку (приток р. Арму), Тавасикчи и Чинга (левые притоки р. Бикин) литологически весьма сходные с осокинской толщей отложения описаны Э. П. Изохом и А. И. Савченко. Соотношения данных отложений с ниже- и вышележащими толщами остались невыясненными, однако в них было найдено значительное количество тригониевой фауны. Эта фауна, определявшаяся Н. С. Воронец, первоначально воспринималась как бат-байосская. Однако в последующем К. М. Худолеем было указано, что эта фауна известна в аммонитсодержащих титонских слоях Южного Приморья и потому характеризует верхнеюрский возраст вмещающих пород.

В бассейне р. Тавасикчи осокинская толща состоит из конгломератов и грубозернистых песчаников с редкими и маломощными прослоями алевролитов и имеет мощность до 1400 *м*.

К востоку, в бассейне р. Чинга, конгломераты уменьшаются в мощности, слагая пачки до первых десятков метров, а роль алевролитов возрастает. Гальки конгломератов состоят из кремнистых пород, микрокварцитов, песчаников, алевролитов, алевропелитов и порфиритов.

В бассейне р. Чинга в пачках чередующихся темно-серых песчаников и серых алевролитов содержатся растительные остатки плохой сохранности и пластинчатожаберные: *Entolium vintreus* Roem., *Trigonia* ex gr. *costata* Lyc., *Tancredia* sp. indet., *Pleuromya desurtata* Phill., *P. securiformis* Phill., *P.* cf. *rotundata* Roem., *P.* cf. *unioides* Roem., а также *Terebratulina* sp. indet.

В западной части бассейна р. Чинга, где верхнеюрские отложения представлены чередующимися грубозернистыми песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами, породы содержат остатки стволов и листьев плохой сохранности и фауну: *Entolium* sp. indet. (aff. *subangulatum* Schlippe), *Chlamys* sp. indet., *Trigonia* ex gr. *costata* Lyc., *Astarte* sp. indet., *Solenopsis* sp. indet. К. М. Худолей по *Trigonia costata* Lyc. считает возраст данных отложений верхнеюрским.

Несколько западнее верхнеюрские отложения представлены чередующимися глинистыми сланцами и песчаниками с редкими остатками и отпечатками растений плохой сохранности, а также включениями

https://jurassic.ru/

бурого железняка. В песчаниках и глинистых сланцах в верхней половине видимой части разреза собрана фауна *Leda lacryma* Sow., *Nucula* sp. indet., *Entolium* sp. indet., *Astarte minima* Phill., *Astarte* sp. indet., *Cerithium* sp. indet., *Belemnites* sp. indet. По мнению Н. С. Воронец, определявшей данную фауну, *Astarte minima* Rhill. является характерной формой для батских, а *Leda lacryma* Sow. для байосских и баткелловейских отложений Европы. К. Н. Худолеем высказаны сомнения в правильности определения, поскольку Г. С. Поршняковым и Э. П. Изохом здесь же была найдена *Anaucella* sp. indet. cf. *A. lindstroemi* Lok. верхнеюрского (кимеридж-нижневолжского) возраста.

В бассейне р. Валинку в разрезе верхнеюрских отложений отмечается примерно равноценное количество песчаников и алевропелитов. Здесь была собрана следующая фауна: *Leda* sp., *Entolium* sp. indet., *Pecten* sp. indet., *Trigonia* sp., *Cyprina* sp. indet., *Pholadomya* cf. *gracilis* Ag.

В верхах разреза, кроме песчаников, алевролитов и аргиллитов, встречено несколько горизонтов конгломератов. Мощность верхнеюрской толщи 1400 *м*.

Общая мощность юрских отложений в Арму-Иманском районе близка к 5000 *м*.

В Кавалеровском районе юрские отложения занимают ограниченную площадь в его восточной части, прилегающей к Прибрежной зоне, где именуются эрдагоуской свитой. Эта свита была выделена в 1948 г. А. Ф. Барановым и С. А. Музылевым в бассейнах рек Тадуши и Эрдагоу. Впоследствии ее изучали А. И. Бураго, Г. П. Вергунов, Ю. С. Липкин, Г. Б. Нарбут, А. Н. Калягин и другие исследователи. А. И. Бураго доказал валанжинский возраст верхней части свиты и в настоящее время к эрдагоуской свите относят только юрские отложения.

Эрдагоуская свита, по данным А. И. Бураго (1965 г.), залегает на норийских отложениях, по-видимому, согласно; по Г. Б. Нарбуту (1966 г.) она согласно перекрывается валанжином.

Схематический разрез ее следующий (рис. 11):

1. Алевролиты темно-серые, тонкослоистые и массивные, содержащие гастроподы и неопределимые аммониты; песчаники мелко- и среднезернистые, линзы кремней	400—600 *м*
2. Алевролиты с брахиоподами плохой сохранности, кремнистые алевролиты, глинисто-кремнистые туффиты, кремни, спилиты, радиоляриты	300—500 „
3. Песчаники полимиктовые от мелкозернистых до крупнозернистых, алевролиты	300—400 „
4. Алевролиты тонкослоистые, с прослоями тонко- и мелкозернистых песчаников и линзами кремней	400 „

Общая мощность свиты 1400—1800 *м*.

Возраст эрдагоуской свиты считается юрским неразделенным. Фаунистические остатки, собранные в разное время в породах свиты, немногочисленны. Это неопределимые ядра пелеципод и белемнит *Atractites* sp. indet, найденный Д. И. Ивлиевым в толще «3» данного разреза и определенный Л. Д. Кипарисовой *. В бассейне ключа Силинского Д. Н. Батлук были обнаружены *Septaliphoria* sp. и *Rhynchonella* sp. Последний род распространен в верхнем триасе и юре.

Кроме того, кремнистые породы содержат многочисленные остатки скелетов радиолярий, которые, по мнению определявшей их Р. А. Липман, указывают на мезозойский, скорее юрский возраст толщи. А. И. Жамойда из этого же горизонта кремнистых пород также

* Сведения о находке *Atractites* не проверенные.

http://jurassic.ru/

определил большое количество радиолярий. Он считает, что описанный им комплекс во многом сходен с комплексом киселевской свиты (Хабаровский край), возраст которой на основании находок фауны установлен как нижнеюрский.

В южной части Главного синклинория, в бассейне р. Судзухе, условно к юре И. З. Бурьяновой отнесена кремнисто-спилитовая толща, возможно, являющаяся аналогом эрдагоуской свиты. Соотношение толщи с более древними породами не установлено (контакты с верх-

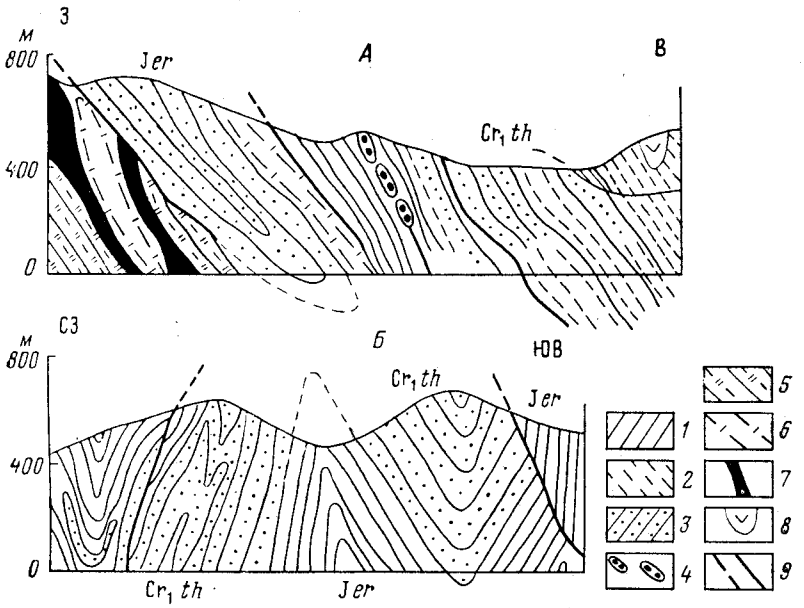


Рис. 111. Геологические разрезы юрских и нижнемеловых отложений в бассейне р. Тадуши по правобережью р. Кенцухе (*А*) и левобережью р. Лудье (*Б*). По Г. Б. Нарбуту и О. А. Лазаренко

1 — алевролиты; *2* — переслаивание алевролитов и песчаников; *3* — песчаники; *4* — линзы конгломератов; *5* — кремнисто-пепловые туфы; *6* — туфогенные алевролиты; *7* — спилиты; *8* — дацитовые порфиры; *9* — тектонические нарушения. Свиты: *Jer* — эрдагоуская, Cr1th — таухинская

ним палеозоем тектонические). От вышележащей толщи песчаников и алевролитов рассматриваемая толща, по-видимому, отделена перерывом и угловым несогласием. Толща представлена серыми, зеленовато-серыми и сургучными алевролитами, переслаивающимися с темно-серыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, с прослоями и линзами кремнисто-глинистых и кремнистых пород, порфиритов, спилитов, известняков. Количество песчаников вверх по разрезу уменьшается до полного исчезновения. Мощность толщи 500—600 *м*.

Из кремнисто-глинистой толщи А. И. Жамойдой определены радиолярии *Cenopsphaera* sp., *Tricolocapsa* cf. *pibula* H i n d e, *Lithocampe* cf. *kiparissovae* Z h a m., *Theocaompe* sp. indet., *Dictyomitra* cf. *bolbocephala* Z h a m., *Stichomitra* sp. indet. В линзе известняка А. П. Никитина обнаружила остаток раковины фораминиферы непалеозойского облика.

Бикинская зона

В Бикинской зоне предположительно юрские отложения развиты в Култухинской подзоне, где представлены култухинской свитой.

Ф. Р. Лихт (1965 г.) относит к у л т у х и н с к у ю с в и т у к верхней юре — нижнему мелу. И. И. Берсенев считает это ошибочным и сопо-

http://jurassic.ru/

ставляет свиту с верхнеюрской толщей песчаников, алевролитов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, диабазов, спилитов, туфов и известняков общей мощностью до 2000 *м*, развитой в северной части Главного синклинория, а также на территории Хабаровского края. Упомянутая толща, как и култухинская свита, содержит фауну ауцелл. По Ф. Р. Лихту, култухинская свита залегает несогласно на подстилающих разновозрастных отложениях. Она разделена на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена туфогенными глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, разнозернистыми туффитами, туфами и агломератовыми туфами порфиритов, порфиритами с линзами и прослоями кремнистых пород, иногда в тонком переслаивании с известняками, линзами известняков, гравелитами, конгломератами. Мощность подсвиты около 1300 *м*. В этой подсвите собраны *Aucella* (?) *fischeriana* (Orb.), *A.* (?) *lahuseni* Pavl., *A. stantoni* Pavl., *Turrispirilina* sp., *Ammobaculites* sp., *Bilimina* sp., *Cristellaria* sp., Textularidae, Anomalinidae (?) и др.

Верхняя подсвита сложена диабазовыми порфиритами, спилитами, туфами порфиритов с вулканическими стеклами, реже пикритовыми и андезитовыми порфиритами с прослоями кремнистых пород, алевролитов, туфогенных песчаников и туффитов. Мощность подсвиты 800—1000 *м*. Общая мощность култухинской свиты, по Ф. Р. Лихту, достигает 2300—2500 *м*.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфия юрских отложений изучена неравномерно. В области палеозойской складчатости рассматриваемые отложения изучены значительно лучше и расчленены на отделы, свиты и толщи. Корреляция разрезов юрских отложений приведена в табл. 11, а их распространение на рис. 51 и 52. Нижнеюрские отложения почти повсеместно залегают на триасовых.

В области палеозойской складчатости раннеюрская трансгрессия первоначально охватила очень небольшую площадь в пределах Сучано-Даданьшаньской подзоны. Здесь в условиях мелководного морского бассейна с размывом на разных горизонтах триаса отложились терригенные осадки шитухинской свиты. В дальнейшем море захватило большую площадь в этой же подзоне и проникло в Супутинскую подзону. Одновременно происходили вулканические извержения, связанные, по-видимому, с разломами, ограничивающими Муравьевский антиклинорий с юго-востока. В этом бассейне сгруппировались туфогенно-осадочные отложения демидовской свиты и одновозрастные с ней толщи, трансгрессивно залегающие на триасе, а на п-ове Трудном — на верхней перми. Общая мощность нижней юры в Южно-Приморской зоне не превышает 470 *м*.

В Сандагоу-Окраинской подзоне в раннеюрскую эпоху, вероятно, сохранялся морской бассейн, унаследованный от позднего триаса. Этим можно объяснить согласное, с постепенным переходом залегание слоев, содержащих раннеюрскую фауну, на норийских алевролитах. Нижнеюрские отложения этого района так же, как и демидовская свита, содержат значительное количество туфов порфиритов. Общая мощность нижнеюрских отложений здесь составляет примерно 500 *м*.

В зоне Главного синклинория в раннеюрскую эпоху формировались морские геосинклинальные терригенно-кремнистые толщи общей мощностью около 1500 *м*. При их образовании существенную роль играли процессы наземного и подводного вулканизма.

https://jurassic.ru/

В западной части Прибрежной зоны нижняя юра залегает на верхнем триасе с размывом и представлена морскими терригенными отложениями мощностью до 900 *м*. Большая часть этой зоны в нижнеюрскую эпоху представляла собой остров.

Нижнеюрские отложения содержат фауну пелеципод и аммонитов. Гетанг-синемюрские отложения (шитухинская свита) охарактеризованы обильной фауной пелеципод, относящихся к родам *Cardinia* и *Modiola*. Они обитают на небольших глубинах и образуют массовые скопления (банки). Очень редко встречаются единичные представители рода *Leda*. Присутствие единичных аммонитов из родов *Franziceras, Caloceras, Schlotheimia* свидетельствует о связи этого бассейна с юрским мировым океаном. Наличие в разрезе среди морских отложений слоев с теплолюбивой флорой монгугайского облика подтверждает представление о мелководности морского бассейна. Начиная с плинсбаха, резко меняется характер фауны. На смену *Modiolus* и *Cardinia* пришли многочисленные *Trigonia, Plicatula, Oxytoma* и Lima. Аммониты представлены родом *Uptonia*. В это время на территории Южно-Приморской зоны господствовал нормальный морской режим. В море обитали представители теплолюбивых родов *Trigonia* и *Lima* с толстостенной раковиной. Судя по характеру фауны, глубина моря в это время не превышала 200 *м*.

В Сандагоу-Окраинской подзоне в это время жили многочисленные аммониты из родов *Arnioceras, Grammoceras, Coeloceras, Amaltheus margaritatus* Mantf., характерные для южных морей с нормальной соленостью.

В среднеюрскую эпоху произошла максимальная трансгрессия моря описываемого периода. В области палеозойской складчатости морской бассейн проник в центральную и северную части Суйфунской подзоны и сохранялся в Супутинской и Сучано-Даданьшаньской подзонах. В этом бассейне накапливались преимущественно песчаные отложения, местами со значительной примесью туфогенного материала. В конце среднеюрской эпохи на месте отступившего моря в северной части Супутинской подзоны в озерно-болотных условиях накапливались песчано-глинистые и углистые отложения. Общая мощность среднеюрских отложений в этой подзоне достигает 1000 *м*.

В области мезозойской складчатости также наблюдается расширение границ морского бассейна. В зоне Главного антиклинория береговая линия вышла за пределы Сандагоу-Окраинской подзоны и море захватило такие участки суши, куда не проникали морские воды в триасе и в конце поздней перми. Здесь резко несогласно на верхнепалеозойские отложения легли терригенные отложения, порфириты и туфы сидаевской свиты. Восточнее, в Сандагоу-Окраинской подзоне, продолжали формироваться аналогичные отложения окраинской свиты. Общая мощность средней юры в этой подзоне достигает 500 *м*.

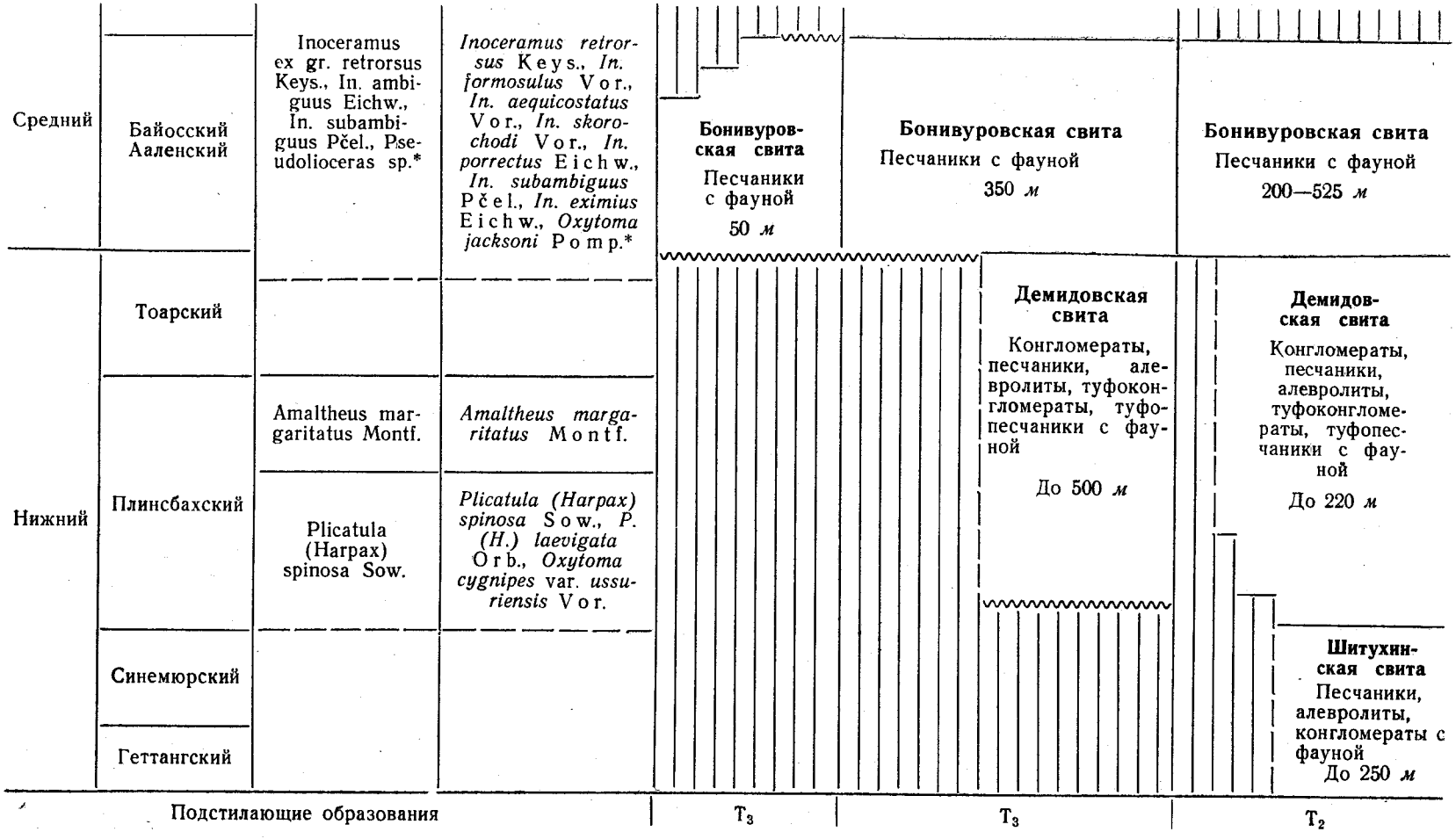
В зоне Главного синклинория условия седиментации сохранялись прежними, и в среднеюрскую эпоху здесь накопилась толща терригенно-кремнистых пород мощностью до 2000 *м*. Прибрежная зона в среднеюрскую эпоху испытала погружение, и ее большая часть была затоплена морем, в котором сформировались кремнисто-терригенные осадки горбушинской свиты мощностью до 1400 *м*.

В конце среднеюрской или в начале позднеюрской эпохи произошла общая регрессия. Море покинуло пределы области палеозойской складчатости, Главный антиклинорий и Прибрежную зону и весьма существенно сократило свою площадь в пределах Главного синклинория. Среднеюрские отложения (бонивуровская свита) охарактеризованы многочисленными пелециподами из рода *Inoceramus*, образующи-

http://jurassic.ru/

Схема корреляции разрезов юрских отложений Приморского края

Единая шкала: Отдел	Единая шкала: Ярус	Местные зоны или слои	Характерные комплексы фауны	Область палеозойской складчатости: Западно-Приморская зона — Суйфунская подзона	Область палеозойской складчатости: Южно-Приморская зона — Супутинская подзона	Область палеозойской складчатости: Южно-Приморская зона — Сучано-Даданьшаньская подзона
Верхний	Волжский	Aucella mosquensis Buch., A. bronni Rouill.	*Berriasella* sp., *Virgatosphinctes contiguus* Zittel, *Aucella mosquensis* Buch., *A. bronni* Rouill., *A. russiensis* Pavl., *A. fischeriana* Orb., *A. pallasi* Keys.			**Чигановская свита** Песчаники и конгломераты с фауной 800 *м*
	Кимериджский					
	Оксфордский					
	Келловейский	Modiolus czekanowskii Lah.,* Modiolus solenoides Morr. et Lyc.*	*Modiolus czekanowskii* Lah.,* *M. solenoides* Morr. et Lyc.*		Толща песчаников, алевролитов, углистых сланцев с сажистыми прослоями 220 *м*	
	Батский				**Толща черных алевролитов с фауной** 250 *м*	

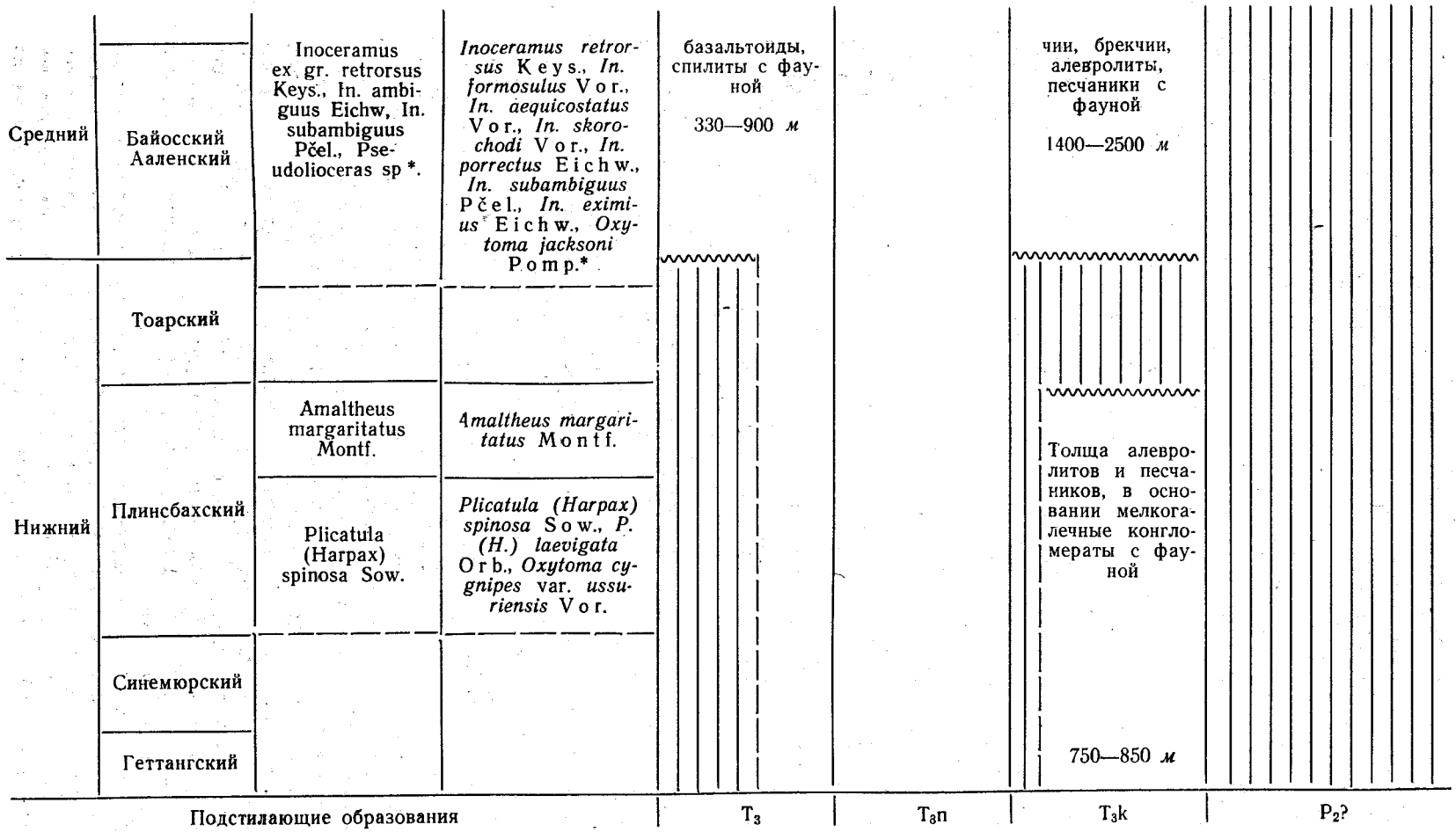


* Формы, обнаруженные на территории Хабаровского края.

https://jurassic.ru/

Единая шкала		Местные зоны или слои	Характерные комплексы фауны	Область мезозойской складчатости (Сихотэ-Алинская область)			
				Главный антиклинорий	Главный синклинорий	Прибрежная зона	Бикинская зона
Отдел	Ярус			Сандагоу-Окраинская подзона	Кавалеровский район	Тетюхинский и Восточно-Кавалеровский район	Култухинская подзона
Верхний	Волжский	Aucella mosquensis Buch., A. bronni Rouill.	*Berriasella* sp., *Virgatosphinctes contiguus* Zittel, *Aucella mosquensis* Buch., *A. bronni* Rouill., *A. russiensis* Pavl., *A. fischeriana* Orb., *A. pallasi* Keys.	**Погская свита** Туфы субщелочных базальтоидов, порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты 400—700 *м*	**Эрдагоуская свита** Алевролиты, песчаники, линзы кремней, глинисто-кремнистые туффиты, спилиты, радиоляриты 1400—1800 *м*		**Култухинская свита** Внизу — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, порфириты, туфы, туффиты, прослои кремней, известняков; вверху — порфириты, спилиты, прослои кремней, алевролитов 2300 *м*
	Кимериджский						
	Оксфордский						
	Келловейский	Modiolus czekanowskii Lah.*, Modiolus solenoides Morr. et Lyc *.	*Modiolus czekanowskii* Lah.*, *M. solenoides* Morr. et Lyc.*				
	Батский			**Окраинская свита** Алевролиты, песчаники, субщелочные		**Горбушинская свита** Кремнистые породы, конгломерато-брек-	

https://jurassic.ru/



* Формы, обнаруженные на территории Хабаровского края.

https://jurassic.ru/

ми на отдельных участках массовые скопления (банки) с довольно редкими аммонитами рода *Holcophylloceras*. Среди иноцерамов имеются многочисленные виды, общие с бореальной провинцией (*Inoceramus lucifer* Eichw., *In. porrectus* Eichw., *In retrorsus* Lah. и др.) и единичные виды, близкие с Японией (*In. morri* Hayami, *In. karakunensis* Hayami. Иноцерамы являются типично морскими животными, обитающими на небольших глубинах. Однообразный родовой состав фауны, по-видимому, связан с ненормальным характером солености морского бассейна. Присутствие аммонитов из рода *Holcophylloceras* говорит о связи с южными морями.

В конце среднеюрской эпохи (батский век) произошло сильное сокращение морского бассейна. В связи с этим произошло и изменение фауны — на смену многочисленным иноцерамам приходят довольно редкие тонкостенные посидонии и еще более редкие пектены. В конце среднеюрской — начале верхнеюрской эпох в Супутинской подзоне на смену морскому приходит континентальный режим. В небольших болотистых впадинах накапливается толща песчаников и углистых сланцев с сажистыми прослоями. Присутствие флоры цикодофитов (*Pseudocycax* sp.) указывает на несколько засушливый климат этого времени.

Позднеюрская эпоха ознаменовалась новой трансгрессией, однако размеры ее были значительно меньше среднеюрской. В области палеозойской складчатости море проникло лишь в Сучано-Дададаньшаньскую подзону, затопив часть Дунайско-Сучанской подзоны. Здесь в мелководном бассейне и частично близ его берегов в болотистых равнинах сформировалась терригенная чигановская свита мощностью до 800 *м*. Вследствие предшествовавшего размыва она залегает не только на среднеюрских, но и на более древних отложениях.

В Сандагоу-Окраинской подзоне, по-видимому, в позднеюрскую эпоху накопилась существенно вулканогенная погская свита мощностью до 700 *м*, состоящая из порфиритов, туфов субщелочных базальтоидов и туфогенно-осадочных пород. Образование этой свиты происходило вначале в субаэральных, а затем в прибрежно-морских условиях.

В зоне Главного синклинория в позднеюрскую эпоху характер осадконакопления резко изменился. Все известные отложения в этой зоне от верхнепермских до среднеюрских включительно представлены типично геосинклинальными терригенно-кремнистыми формациями часто со спилитами и иногда с известняками. В отличие от этих формаций осокинская толща верхнеюрского возраста состоит из терригенных отложений, лишенных кремнистых пород и спилитов, а в их кластическом материале не обнаружены обломки вулканических пород. Указанные особенности состава верхнеюрских отложений, а также их несогласное залегание на средней юре и более древних породах указывают на изменение тектонических условий в зоне Главного синклинория, происшедшее в конце среднеюрской — начале позднеюрской эпох. Ю. Н. Размахнин и Л. А. Неволин считают, что в указанное время в Приморье проявились складчатые движения, сопровождавшиеся внедрением гранитных интрузий. Большинством же геологов эта точка зрения не разделяется. Юрский возраст, по-видимому, имеют многочисленные интрузии щелочных и субщелочных пород, развитые в пределах Главного антиклинория.

В Бикинской зоне к верхнеюрскому возрасту предположительно относится култухинская свита. На правобережье р. Уссури на территории Хабаровского края, по данным Ф. Р. Лихта, одновозрастные породы имеют большое сходство с погской свитой и с резким угловым несогласием залегают на толщах пермского возраста и прорывающих их

http://jurassic.ru/

гранитах. В Култухинской подзоне одноименная свита представлена морскими типично геосинклинальными формациями общей мощностью до 5000 *м*. Подстилающие отложения здесь не известны. Вероятно, в данном прогибе имеются не только верхнеюрские, но и более древние мезозойские отложения.

В позднеюрскую эпоху связь морского бассейна Южно-Приморской зоны с мировым океаном изменилась. В начале трансгрессии морские воды были тесно связаны с бореальным бассейном, о чем свидетельствует большое количество остатков пелеципод из рода *Aucella*. Вместе с тем нахождение совместно с ними аммонитов из родов *Virgatosphinctes* и *Partschiceras* свидетельствует о связи позднеюрского моря с Тетисом и о наличии среди бореальных вод теплых морских течений. Позднее влияние теплых вод увеличивается, в результате чего происходит изменение фауны и расширение ее родового состава. На смену ауцеллам, характерным для бореальных областей, приходят более теплолюбивые *Trigonia, Pinna, Pecten* и др. и довольно многочисленные аммониты, представленные родами *Virgatosphinctes, Subplanites, Aulacosphinctes, Prymoriites*. Этот комплекс фауны характерен для разрезов Южной Америки, Гималаев, отчасти Индии и Индонезии, но не встречается в разрезах Японии. Глубина позднеюрского моря в Южно-Приморской зоне была небольшая.

В целом органический мир в юрских морях Приморья был беднее, чем в триасовых. В конце позднеюрской эпохи произошла значительная регрессия моря, о чем свидетельствует трансгрессивное, с размывом залегание самых нижних горизонтов мела. Юрские отложения очень бедны полезными ископаемыми. В настоящее время в пределах края нет ни одного месторождения, связанного с породами юрского возраста. Вместе с тем юрские отложения служат вмещающими породами для ряда олово-полиметаллических и оловорудных месторождений.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения в Приморье широко распространены и представлены обоими отделами. Они слагают обширную территорию к востоку от Центрального Сихотэ-Алинского шва, где протягиваются почти сплошной полосой от р. Таухе на юге до бассейна р. Самарга на севере и далее в пределы Хабаровского края. К западу от Центрального шва ими сложены значительные пространства на юге, а также на севере в бассейнах рек Алчан и Бикин (см. табл. 12, 15). Впервые они были выделены еще в конце прошлого столетия Д. Л. Ивановым. А. Н. Криштофович в 1932 г. разработал схему стратиграфии меловых отложений всего Дальнего Востока, в том числе Приморского края.

Несколько позднее более подробное описание меловых отложений Приморья приведено в сводке В. З. Скорохода. В 1951 г. были завершены работы по стратиграфии мела, предпринятые В. Н. Яковлевым (1958б).

В работе Н. А. Беляевского и др. (1955) были обобщены данные по стратиграфии мела Приморья, причем впервые указывалось на широкое распространение морского верхнего мела (сеноман-сантона).

Межведомственным совещанием по докладам В. Н. Верещагина, В. Н. Яковлева, Е. А. Перепечиной, И. И. Шарудо, Т. А. Александри-Садовой, Б. М. Штемпеля и др. была разработана рабочая схема стратиграфии мела Приморья, получившая подтверждение и в дальнейших работах (Решения..., 1958). В ряде статей В. Н. Верещагина были освещены вопросы стратиграфии меловых отложений Дальнего Востока, в частности Приморья.

http://jurassic.ru/

За годы после открытия меловых отложений в Приморье, особенно за последние 40 лет, свой вклад в изучение меловой системы внесли Е. М. Агеева, Ю. П. Бидюк, В. И. Бодылевский, В. С. Булыго, Б. И. Васильев, Г. П. Воларович, Н. С. Воронец, Н. П. Заболотная, А. В. Зинченко, М. Г. Золотов, Б. А. Иванов, А. А. Кириллов, А. И. Козлов, В. П. Коновалов, В. А. Красилов, Г. В. Кузнецов, А. З. Лазарев, Ю. С. Липкин, А. К. Матвеев, П. В. Маркевич, Г. Г. Марченко, Ю. Г. Миролюбов, В. П. Михнович, С. А. Музылев, В. И. Надежкин, Л. А. Неволин, С. И. Неволина, Р. Е. Остроумов, М. А. Павлов, В. Д. Принада, Ю. Н. Размахнин, А. И. Савченко, В. Н. Силантьев, Р. И. Соколов, С. М. Ткалич, Б. Я. Черныш и др.

Меловые отложения в Приморском крае представлены в основном терригенными и вулканогенными образованиями морского и континентального происхождения. Они часто залегают несогласно на всех более древних толщах, но соотношение их с верхнеюрскими отложениями до сих пор не установлено, поскольку палеонтологически охарактеризованные верхнеюрские отложения развиты в тех районах, где отсутствуют самые нижние слои нижнего мела. Более высокие горизонты нижнего мела залегают на верхнеюрских отложениях несогласно. Перекрываются меловые отложения кайнозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями.

Несмотря на многолетнее изучение мела Приморья, многие стороны стратиграфии рассматриваемой системы остаются неизученными, а другие изучены слабо, что вызывает различное их толкование. Можно считать, что только четыре яруса единой шкалы в настоящее время установлены достаточно твердо, хотя, возможно, и не в полном объеме: берриасовый, валанжинский, аптский и альбский.

Границы между отделами устанавливаются недостаточно четко. На юге Приморья (бассейны рек Сучан и Суйфун) эта граница одними исследователями (И. И. Шарудо, Т. А. Александри-Садова и др.) проводится внутри верхней части сучанской серии, другими (В. А. Красилов, В. П. Коновалов и др.) внутри коркинской серии, а третьими (Б. М. Штемпель, З. И. Вербицкая и др.) между сучанской и коркинской сериями.

Вторым Дальневосточным стратиграфическим совещанием (1965 г.) было принято решение проводить границу между нижним и верхним мелом в нижних частях кангаузской и алчанской свит. Однако для удобства изложения указанные свиты и одновозрастные с ними отложения описаны в разделе «Верхний отдел».

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнемеловые отложения известны во всех структурно-фациальных зонах Приморья (см. табл. 12). Они представлены в основном терригенными образованиями морского и континентального происхождения. Примесь туфогенного материала и эффузивные образования наблюдаются лишь в верхних горизонтах.

В них обнаружены органические остатки, позволяющие предполагать наличие всех ярусов нижнего отдела, за исключением готерива. Однако вследствие недостаточной изученности произвести ярусное деление в настоящее время не представляется возможным. Поэтому в Приморье выделен ряд свит, которые по возрасту соответствуют части какого-либо яруса либо охватывают два или три яруса.

В основании нижнего мела залегают морские отложения, среди которых выделяются берриасовые и валанжинские. Для первых, названных таухинской свитой, характерны представители аммонитов, относя-

https://jurassic.ru/

щиеся к родам *Neocomites* и *Olcostephanus*. Вторые получили название ключевской свиты, для которой характерными представителями являются ауцеллы, распространенные почти по всему разрезу. Однако провести границу между нижним и верхним валанжином в настоящее время не представляется возможным. Нижняя граница ключевской свиты проводится в верхней части берриаса, а верхняя — в верхней части валанжина.

Стратиграфически более высокие части нижнего мела, которые по возрасту могли бы соответствовать готериву, в Приморье палеонтологически пока что не подтверждены. По-видимому, в готеривское время значительная часть территории края являлась областью размыва. Вышележащие толщи нижнемелового возраста представлены как континентальными, так и морскими отложениями. Первые развиты преимущественно в области палеозойской складчатости, где получили название сучанской серии. Возраст сучанской серии принимается от средней части верхнего готерива до средней части альба.

Морские отложения, распространенные в основном в области мезозойской складчатости, подразделяются на уктурскую и лужкинскую свиты. Уктурская свита, имеющая возраст от средней части верхнего готерива до средней части среднего альба, широко распространена в Сихотэ-Алинской складчатой области и в последнее время ей придают значение горизонта унифицированной стратиграфической шкалы. Лужкинская свита залегает в зоне Главного синклинория. По возрасту она соответствует примерно среднему и верхнему альбу. Ниже дано описание указанных выше свит и сучанской серии по ранее выделенным зонам.

Южно-Приморская и Даубихинская зоны, Суйфунская подзона и прилегающие районы

На юге Приморья издавна известны отдельные обособленные площади распространения нижнемеловых угленосных отложений, получившие названия угленосных районов Сучанского, Подгородненского, Суражевского, Уссурийского, Верхнесуйфунского и др. Всю эту территорию В. Н. Верещагин (1958) предложил называть Приморским нижнемеловым каменноугольным бассейном.

Впервые эти отложения были установлены в 60-х годах прошлого столетия на п-ове Муравьева-Амурского. В последующие годы благодаря работам Д. В. Иванова (1898), М. К. Елиашевича (1922), А. И. Козлова (1925), М. М. Финкельштейна и др., они были обнаружены и в других местах. А. Н. Криштофович (1910, 1917), изучивший растительные остатки из этих отложений, вначале рассматривал их как юрские, но в последующие годы на основании находок в этих отложениях первых представителей покрытосеменных растений доказал их раннемеловой возраст. Находки М. А. Павловым (1924 г.) морской фауны в верхах угленосной толщи (р. Сучан) позволили определить верхний возрастной предел угленосных отложений как альбский или, возможно, сеноманский. Позднее В. Н. Верещагин (в 1938 г.) доказал несогласное залегание угленосных отложений на валанжинских и стало ясно, что угленосные отложения начали формироваться после валанжина. Большинство исследователей рассматривают эти толщи как одновозрастные, образовавшиеся в раннемеловое время, но в вопросе о возрасте верхней и нижней их границ нет единого мнения. И. И. Шарудо, Е. А. Перепечина, Т. А. Александри-Садова и др. верхнюю часть угленосной толщи рассматривают как альб-сеноманскую, А. Н. Криштофович, В. Н. Верещагин, Б. М. Штемпель, Ю. Г. Миролюбов, В. П. Коно-

http://jurassic.ru/

валов, В. А. Красилов и др. — как альбскую. Органические остатки подтверждают вторую точку зрения. Возраст нижней части толщи принимается как готерив-барремский.

В 1961 г. образования, одновозрастные с сучанской серией, установлены В. А. Бажановым в Даубихинской зоне, в долине р. Хуанихеза. Таким образом, в описываемых зонах устанавливаются валанжинские морские и готерив-альбские существенно континентальные толщи.

Валанжин. Ключевская свита известна только в северной части Сучано-Даданьшаньской подзоны, в верховье р. Сучан, где она была установлена В. Н. Верещагиным в 1938 г. Собранную им коллекцию валанжинских ауцелл и других двустворок изучал В. И. Бодылевский (1943). Повторные сборы валанжинской фауны в этом районе в тех же местах были сделаны В. Н. Яковлевым, В. С. Черепковым, Ю. Г. Миролюбовым и В. П. Коноваловым. Описываемые отложения распространены на сравнительно небольшой площади (около 30 *км*^{2}), на левобережье р. Сучан, близ устья р. Малаза. Базальные конгломераты сучанской серии залегают резко несогласно на валанжинских отложениях. Это несогласие впервые было установлено В. Н. Верещагиным в 1938 г. (1956б) по ключу Александровскому, а затем в 1959 г. подтверждено В. П. Коноваловым. Самые нижние горизонты ключевской свиты не известны.

Разрез ключевской свиты изучен по ключу Александровскому, где вскрываются, видимо, нижние части свиты.

1. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, слоистые, с остатками *Exogyra ryosekiensis* Kob. et Suz., *Corbicula* aff. *tetoriensis* Kob. et Suz. и гастропод	2 *м*
2. Песчаники средне- и крупнозернистые, полимиктовые, очень плотные, бурые, содержащие остатки пелеципод, определенные В. И. Бодылевским: *Perna* aff. *ricordiana* Orb., *Aucella terebratuloides* Lah., *A. keyserlingi* Lah., *A. sibirica* Sok., *A.* cf. *inflata* (Toula) Lah., *A. visingensis* Lah., *A. uncitoides* Pavl., *A. wollossowitschi* Sok., *A. sizranensis* Pavl., *A. crassa* Pavl., *A. sublaevis* Keys., *A. sokolovi* Bodyl., *A. bulloides* Lah., *Corbicula* aff. *tetoriensis* Kob. et Suz. . . .	45 „
3. Песчаники известковистые, брекчиевидные, с фрагментами ауцелл и экзогир	5 „
4. Песчаники с ауцеллами и экзогирами, а также с *Astarte sakawana* Kob. et Suz.	200—250 „

Более высокая часть свиты вскрывается по ключу Малый Попугоу.

1. Песчаники желтовато-серые, крупнозернистые	75 *м*
2. Песчаники и алевролиты с остатками папоротников из рода *Cladophlebis* sp.	35 „
3. Алевролиты и аргиллиты известковистые с *Aucella* cf. *keyserlingi* Lah., *A. sublaevis* Keys., *Aucella* sp. nov. (aff. *bulloides* Lah.), *Exogyra ryosekiensis* Kob. et Suz., *Ostrea*(?) *yoshimoensis* Kob. et Suz.	5 „
4. Песчаники и алевролиты с *Gleichenia* sp., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok.	185 „
5. Пачка рыжевато-серых песчаников с прослоями алевролитов . . .	330 „
Видимая мощность свиты около 900 *м*.	

Возраст этих отложений определяется по фауне ауцелл как нижневаланжинский. Как отметил В. И. Бодылевский, этот район, по-видимому, являлся наиболее южным пунктом распространения обширной бореальной валанжинской трансгрессии, куда проникли и воды южных морей, чем и объясняется совместное нахождение ауцелл и экзогир. Интересно присутствие в этих отложениях корбикул. Наличие последних может указывать на прибрежный характер морского бассейна, очевидно, изобиловавшего заливами и лагунами с опресненными водами.

http://jurassic.ru/

*Готерив—альб. Сучанская серия** распространена в Сучано-Даданьшаньской, Супутинской и Суйфунской подзонах. Как уже указывалось, большинство исследователей относят сучанскую серию к нижнему мелу, но в вопросе о расчленении ее до сих пор нет единого мнения.

Впервые разделение меловых отложений было сделано М. А. Павловым для бассейна р. Сучан. Он выделил два горизонта — продуктивный, или сучанский, и непродуктивный. Продуктивный горизонт подразделен им на три свиты и по возрасту отнесен к валанжин-сеноману. В. Н. Верещагин рассматривал угленосную толщу как сучанскую свиту апт-альбского возраста и делил ее на три подсвиты, из которых нижняя угленосная отвечала двум нижним свитам М. А. Павлова. В 1947 г. А. И. Савченко на основании исследований, проведенных не только в бассейне р. Сучан, но и западнее вплоть до бассейна верхнего течения р. Суйфун, предложил несколько отличное разделение угленосных отложений. Он разделяет их на две толщи — нижнюю продуктивную и верхнюю продуктивную. Первая из них соответствует нижней угленосной подсвите В. Н. Верещагина, а вторая — средней безугольной и верхней угленосной того же исследователя. Такое двучленное деление хорошо прослеживается во всех описываемых структурно-фациальных зонах.

Е. А. Перепечина, И. И. Шарудо и А. А. Семериков (1958) вернулись опять к трехчленному делению угленосной толщи, несколько расширив объем верхней свиты. Последующее изучение показало, что трехчленное деление не выдерживается не только во всех описываемых структурно-фациальных зонах, но и в бассейне р. Сучан, а название «надугленосная» свита не отвечает действительности, так как в ней содержится до трех пластов каменного угля.

В 1959 г. Б. А. Иванов и Ф. Р. Лихт надугленосную часть сучанской серии, содержащую морскую фауну, выделили в самостоятельную френцевскую свиту. Однако нижняя часть френцевской свиты, как и песчано-сланцевой свиты (по Г. В. Кузнецову), по литологическому составу тяготеет к сучанской серии, а верхняя — к коркинской. Кроме того, френцевская свита в объеме, предложенном Ф. Р. Лихтом и Б. А. Ивановым, может быть определена только в бассейне р. Сучан, а на остальной территории, где отсутствует горизонт с морской фауной, ее выделить невозможно. Последний факт говорит о том, что эта пачка пластов не соответствует понятию «свита», так как свита должна прослеживаться во всей структурно-фациальной зоне, для которой она выделена (Коновалов, 1964).

Наиболее полно представлен и хорошо изучен разрез угленосных отложений в Сучано-Даданьшаньской подзоне, в бассейне р. Сучан, где они протягиваются сплошной полосой вдоль долины р. Сучан от пос. Лозового на юге до с. Молчановка на севере. Кроме того, на продолжении этой полосы известны выходы аналогичных образований в бассейне р. Таудеми и близ ст. Боец Кузнецов. Понятие о составе этих отложений к настоящему времени сложилось вполне определенное. Сучанская серия представляет собой толщу терригенных осадков мощностью до 1400 *м*, состоящую главным образом из разнозернистых песчаников с подчиненным количеством конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Толща содержит до 30 пластов каменного угля, распределенных по разрезу неравномерно и образующих три угленасыщенные пачки. Вся серия делится на две свиты: нижнюю — старосучанскую и верхнюю — северосучанскую.

* Название дано М. А. Павловым в 1924 г.

http://jurassic.ru/

Старосучанская свита залегает несогласно на образованиях более древнего возраста, из которых наиболее молодыми являются породы ключевской свиты. Базальные конгломераты достигают мощности 20—150 *м* и содержат гальку подстилающих пород. Старосучанская свита разделена на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя подсвита сложена в основном крупно- и среднезернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Незначительная роль принадлежит мелкозернистым песчаникам, алевролитам, углистым аргиллитам и пластам угля, которых насчитывается до пяти. Мощность нижней подсвиты около 240 *м*. Выше согласно залегает средняя подсвита, являющаяся безугольной. В ее составе преобладают разнозернистые песчаники, содержащие значительное количество прослоев и линз конгломератов. Мощность ее 70—100 *м*. Еще выше согласно залегает верхняя подсвита, сложенная средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, реже конгломератами. Здесь содержится до 17 пластов каменного угля, из которых 9 рабочих. Мощность 190—260 *м*. Общая мощность старосучанской свиты до 600 *м*. Для свиты характерно увеличение роли тонкозернистых разностей пород вверх по разрезу, что свойственно и для всей сучанской серии.

Растительные остатки из старосучанской свиты изучали А. Н. Криштофович, В. Д. Принада и в последнее время Б. М. Штемпель. Б. М. Штемпель (1960) комплекс флоры из старосучанской свиты выделяет под названием никанской, для которой характерными являются следующие виды: *Taeniopteris jimboana* Krysht., *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *R. bochaica* Pryn., *Gleichenia cycadina* (Schenk), *G. portsildi* Sew., *Dicksonia acutipinnula* Pryn., *Coniopteris nympharum* Heer, *C. hymenophylloides* Brongn., *C. maakiana* Heer, *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Adiantites sewardii* Yabe, *Cladophlebis fangtzuensis* Sze., *Weichselia reticulata* (Stok. et Webb.), *Nilssonia mediana* (Leck.) Fox.-Str., *Brachiphyllum* sp., *Microdictyon (Lacopteris) dunkeri* (Schenk), *Proteaephyllum cordatum* Krysht. et Pryn., *P. reniformis* Font., *Arthrotaxopsis grandis* Font.

Возраст старосучанской свиты Б. М. Штемпель (1959) рассматривает как готерив-аптский. З. И. Вербицкая (1962) на основании изучения спорово-пыльцевых спектров пришла к такому же выводу. Помимо растительных остатков в старосучанской свите известны находки пресноводных пелеципод *Unio, Corbicula, Sphaerium* и др., а также фораминифер, определенных Л. В. Захаровой как *Bathysiphon* sp. ex gr. *B. tauriensis* Sacco, *Haplophragmoides* cf. *excavata* Cushman, *Globigerinella* aff. *infracretacea* Glaessner и др.

Северосучанская свита залегает на старосучанской свите согласно и разделяется снизу вверх на безугольную, угленосную и френцевскую подсвиты.

Безугольная подсвита сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненным количеством среднезернистых песчаников. Мощность ее 170—240 *м*. Состав вышележащей угленосной подсвиты такой же, но в ней содержится до 15 пластов каменного угля, из которых 7 рабочих. Мощность этой подсвиты 125—260 *м*.

Выше залегает пачка пород, относимая одними геологами к лужкинской свите (Яковлев, 1958), другими к френцевской (Ф. Р. Лихт, Б. А. Иванов), а третьими к надугленосной подсвите северосучанской свиты (Шарудо, 1961). Как уже говорилось выше, более правильно рассматривать ее как подсвиту. Но в связи с тем, что в ней содержится до трех пластов угля, название, данное ей И. И. Шарудо, не отвечает

http://jurassic.ru/

действительности, и мы оставляем название френцевская подсвита (Коновалов, 1964).

Нижней границей этой подсвиты служит подошва так называемого горизонта с «надвеликановской» морской фауной, который представлен в основном мелкозернистыми песчаниками. Выше залегают алевролиты и песчаники, венчается эта пачка горизонтом черных алевролитов, который хорошо прослеживается по всей Южно-Приморской зоне. Мощность этого горизонта 110—220 *м*.

В горизонте с морской фауной зафиксировано тело порфиритов мощностью до 15 *м*. От ключа Лавриненка на северо-западе до горы Верблюд на северо-востоке (протяженность 14—15 *км*) оно занимает строго определенное положение — между слоем с тригониидами и слоем с устрицами. Большинство геологов рассматривают его как дайку, но не исключено, что эти порфириты сингенетичны слоям с морской фауной. Е. М. Агеева (1965) отмечает, что в песчаниках ниже горизонта черных алевролитов наблюдается примесь туфогенного материала. Проявление вулканической деятельности в верхах нижнего мела отмечается и в других районах Приморья. Мощность френцевской подсвиты 250—400 *м*, общая мощность северосучанской свиты до 800 *м*.

По всему разрезу северосучанской свиты обнаружены растительные остатки, которые Б. М. Штемпель выделил в бохайский комплекс флоры. Характерными представителями этого комплекса он считает: *Isoetites* cf. *oncilonicus* Krysht., *Coniopteris saportana* Heer, *Onychiopsis pluripartita* Pryn., *O. latiloba* Font., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Polipodites ussuriensis* Krysht. et Pryn., *Cladophlebis plicata* Pryn., *C. suifunensis* Krysht. et Pryn., *C. austro-ussuriensis* Pryn., *C. kuldenensis* Vachr., *Ginkgo multinervis* Heer, *Cephalotaxopsis* cf. *brevifolia* Font., *Sequoia reichenbachi* Heer, *S. smittiana* Heer и др. Возраст северосучанской свиты Б. М. Штемпель определяет как апт-альбский.

В 1924 г. А. Н. Криштофович из сборов М. А. Павлова определил *Aralia lucifera* Krysht., которая была найдена вблизи угольного пласта «великан». Из сборов В. Н. Верещагина (1948) он определил *Cissites prodromus* Krysht. Находки этих остатков были повторены в 1958—1959 гг. В. П. Коноваловым и определены В. А. Красиловым. В эти же годы из сборов Ф. Р. Лихта М. О. Борсук определила *Aralia lucifera* Krysht.

А. Н. Криштофович, исходя из уровня организации этих примитивных покрытосеменных растений, рассматривал вмещающие их слои как аптские. З. И. Вербицкая на основании спорово-пыльцевых спектров возраст северосучанской свиты определяет как альбский. Помимо растительных остатков в свите встречены пресноводные и морские моллюски.

В двух нижних подсвитах в основном преобладают представители *Unio, Sphaerium, Corbicula, Callista, Campeloma* и реже *Ostrea*. Типично морские организмы появляются выше пласта «великан» (в низах френцевской подсвиты). Здесь встречаются представители тригониид, изогномонов, перн, каллистин и других, составляющих «надвеликановскую» фауну. В основном это совершенно новые виды, и только единичные являются общими с соседней Японией — *Pterotrigonia pocilliformis* (Yok.), *P. hokkaidoana* (Yeh.), *P.* cf. *datemasamunei* (Yeh.), *Callista* cf. *pseudoplana* Yabe et Nagao. Фауну из этого горизонта изучала Н. С. Воронец, которая относила ее к альб-сеноману, и В. Н. Яковлев, рассматривавший ее как сеноман-туронскую. В последние годы ее изучением занимались Ю. Г. Миро-

http://jurassic.ru/

любов и В. П. Коновалов (1962). Они пришли к выводу об апт-альбском возрасте вмещающих ее отложений. Эта точка зрения была высказана В. Н. Верещагиным еще в 1956 г. на Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Хабаровске.

В настоящее время такая точка зрения подтверждается всеми группами ископаемых организмов, за исключением фораминифер. Последние изучала Л. В. Захарова, которая на основании определенных ею видов *Globotruncana* cf. *lapparenti* Brotzen, *Rotalipora* ex gr. *benacoensis* Cila, *R.* ex gr. *apenninica* Renz. и др. пришла к выводу о сеноманском или еще более молодом возрасте верхов северосучанской свиты. Однако представители глоботрунканид в 1961 г. обнаружены в бассейнах рек Колумб и Бикин совместно с *Silesites* (?) и нижнемеловыми ауцеллинами.

Таким образом, не исключено, что глоботрунканиды в Приморье появились в конце раннего мела. Кроме того, материалы, накопившиеся в настоящее время по меловым отложениям Приморья, позволяют предполагать, что в готерив-альбское время максимум трансгрессии падает именно на альбское время. Об этом свидетельствуют находки *Inoceramus concentricus* Park. в бассейне р. Тетюхе, в низовьях р. Бикин и на левобережье р. Сучан близ с. Владимиро-Александровского, где Ю. Д. Захаровым в 1960 г. на палеозойских габброидах обнаружено небольшое поле (200—250 *м*²) песчаников с остатками усоногих и иноцерамов. Последние первоначально были определены В. Н. Верещагиным и В. П. Коноваловым как *Inoceramus concentricus* Park. var. *nipponica* Nagao et Matsumoto. При повторном просмотре они пришли к выводу, что этот иноцерам отличается от японского вариетета, и возраст песчаников скорее всего альбский.

В горизонте черных алевролитов френцевской подсвиты и стратиграфически несколько ниже найдена пресноводная фауна, из которой А. А. Якушиной определены: *Campeloma yihsiensis* Grab., *C.* cf. *tani* Grab., *C.* cf. *clavilithiformis* Grab., *Viviparus* cf. *matumotoi* Suz., *Limnocyrena* sp. (новые виды). А. А. Якушина считает, что этот комплекс характерен для апт-альба. Из этих же слоев известны находки остракод и филлопод. Первые еще не изучены, а вторые определялись Н. И. Новожиловым, который пришел к выводу, что филлоподы скорее имеют позднеюрский возраст.

Учитывая наличие альб-сеноманской, а по данным некоторых исследователей даже альбской флоры в вышележащей кангаузской свите, представляется более правильным верхний возрастной предел сучанской серии рассматривать как альбский.

Северо-восточнее бассейна р. Сучан одновозрастные отложения обнаружены в бассейне р. Вангоу, где они представлены породами, близкими к сучанским с пластами угля, и содержат растительные остатки раннемелового времени. Ни севернее, ни восточнее аналогичные континентальные отложения этого возраста не встречены. Данные выходы и определяют современную северо-восточную границу Приморского раннемелового каменноугольного бассейна.

Западнее долины р. Сучан сучанская серия известна в бассейне р. Таудеми у с. Васильевка, где установлены и крайние западные выходы слоев с морской фауной (предположительно горизонт с надвеликановской фауной). В бассейне верхнего течения р. Кангауз сучанская серия перекрыта верхнемеловыми образованиями и выходит на поверхность в нижнем течении этой реки. Она изучена в районе с. Петровка и по восточному побережью Уссурийского залива А. А. Кирилловым, А. И. Савченко, Н. А. Беляевским, В. Д. Принадой, С. Я. Ни-

http://jurassic.ru/

колаевым, В. Н. Яковлевым, Б. И. Васильевым, Ю. Г. Миролюбовым, В. Н. Верещагиным, Б. М. Штемпелем, а в последние годы В. П. Коноваловым, В. А. Красиловым, А. А. Якушиной и В. В. Медведевым. Сучанская серия в этом районе, как и в бассейне р. Сучан, подразделяется на старосучанскую и северосучанскую.

Старосучанская свита залегает несогласно на различных слоях триасового и юрского возраста (см. рис. 26, *А-А*) и делится на три подсвиты: нижнюю угленосную, безугольную и верхнюю угленосную. Свита сложена конгломератами, песчаниками от мелко- до крупнозернистых, алевролитами, а в нижней и верхней частях имеются пласты и прослои углей и углистых алевролитов. Мощность свиты до 300 *м*. В. Д. Принада из сборов А. И. Савченко, С. Я. Николаева и своих из этой толщи определил: *Schizeopsis* sp., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Thinnfeldia* sp., *Ginkgo sibirica* Heer, *Nilssonia kotoi* Yok., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) s. lato, *Xenoxylon latiporosum* (Gramm.) Goth., *Elatocladus subzamioides* Mol., *E. manchurica* (Yok.) Yabe, *E. heterophylla* Halle, *Pagiophyllum orientale* Pryn.

Б. М. Штемпель из своих сборов определил: *Taeniopteris jimboana* Krysht., *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *Coniopteris* cf. *nitidula* Yok., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *O.* cf. *latiloba* Font., *Cladophlebis denticulata* (Brong.) Font., *C. korainensis* Yabe, *Weichselia* sp., *Sagenopteris* cf. *goeppertiana* Zigno, *Zamites* sp., *Ctenis* sp., *Elatocladus* cf. *manchurica* (Yok.) Yabe, *Cyparissidium gracile* Heer и др. На основании этого комплекса он параллелизует угленосные отложения района со старосучанской свитой бассейна р. Сучан.

Выше и согласно с ней залегает северосучанская свита, представленная пачкой разнозернистых песчаников и пачкой черных алевролитов. Первая сложена разнозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, часто содержащими туфогенный материал. Они переслаиваются с алевролитами, реже с аргиллитами и гравелитами. На мысе Палец Е. А. Перепечина обнаружила в средней части пласт угля мощностью 0,74 *м*. Мощность пачки до 400 *м*.

Из этой пачки Б. М. Штемпелем определены: *Gleichenia* cf. *crenata* Krysht., *Cladophlebis* cf. *browniana* (Dunk.) Sew., *Scleropteris billidula* Heer, *Podozamites* cf. *lanceolatus* (L. et H.) Braun.

В пачке черных алевролитов мощностью до 150 *м* издавна известны остатки пресноводной фауны. Из сборов Н. А. Беляевского и С. Я. Николаева Г. Г. Мартинсон определил: *Bithynia mengyinensis* Grab., *Unio (Leptestes) johan-böhmi* Frech., *U. ogamigoensis* Kob. et Suz., *Plicatounio naktongensis* subsp. *manshuricus* Kob. et Suz., *Leptestes chingshanensis* Grab., *Corbicula anderssoni* Grab., *C. jonolensis* Grab., *C.* cf. *tetoriensis* Kob. et Suz., *Cyrena* cf. *altiformis* Grab., *C.* cf. *wangshihensis* Grab., *Mycetopus mengyinensis* Grab., *Campeloma yisiensis* Grab., *C. clavilithiformis* Grab., *C. tani* Grab., *C. fengtienensis* Grab. Кроме того, А. А. Якушина отсюда определила: *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *Campeloma yihsiensis* Grab., *C. tani* Grab., *C. clavilithiformis* Grab., *Viviparus* cf. *matumotoi* Suz., *Micromelania* (?) *katoensis* Suz. и несколько новых видов, принадлежащих перечисленным родам. По заключению вышеназванных палеонтологов, эта фауна характерна для раннего мела, а А. А. Якушина рассматривает ее как поздненижнемеловую.

Из растительных остатков Б. М. Штемпель определил: *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Asplenium* cf. *johnstrupi* Heer, *Equisetites* cf. *yokoyamae* Sew., *Nilssonia* sp., *Sequoia reichenbachi* (Gein.) Heer, *S.* cf. *gracillis* Heer, *Pagiophyllum* (*Araucaria*) sp., *Glyptostrobus gröenlandicus* Heer и др. Анализируя флору этих двух толщ,

http://jurassic.ru/

Б. М. Штемпель пришел к выводу, что они одновозрастны с северосучанской свитой бассейна р. Сучан.

Мощность всей сучанской серии в этом районе до 900 *м*. В Супутинской подзоне, вблизи с. Суражевка, сучанская серия залегает на размытой поверхности триасовых и пермских пород. Однако здесь сохранились лишь ее нижние части, так как размыв нижнемеловых осадков в этом месте зашел настолько глубоко, что вышележащая коркинская свита оказалась полностью смытой, как, вероятно, и верхняя часть самой сучанской серии.

В результате разведочных работ, проведенных на Суражевском каменноугольном месторождении А. С. Зинченко, и стратиграфических исследований В. Д. Принады, установлен следующий разрез:

1. Песчаники, обычно мелко- и среднезернистые, песчаные алевролиты и алевролиты с 10—12 пластами каменного угля, иногда рабочей мощности 200 *м*
2. Пачка песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов и алевролитов и четырьмя пластами угля . . . . . 175 „
3. Пачка песчаников и песчанистых алевролитов с 12-ю пластами угля 275 „

Общая мощность сохранившейся от размыва части сучанской серии около 650 *м*, а количество угольных пластов в ней около 30. Следует отметить, что по степени угленосности и общему литологическому составу сучанская серия, развитая в пределах Суражевского месторождения, более сходна с одноименной серией бассейна р. Сучан, чем побережья Уссурийского залива.

В составе сучанской серии на Суражевском месторождении В. Д. Принадой собраны многочисленные остатки растений того же типа, что и в Сучанском бассейне. Здесь установлены: *Pityophyllum orientalle* Pryn., *Taeniopteris* sp., *Gleichenia* sp., *Coniopteris* cf. *hymenophylloides* Brongn., *Lacopteris dunkeri* Schenk, *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Cladophlebis lobifolia* (Phill.), *C.* cf. *denticulata* Brongn., *Sphenopteris* sp., *Anomozamites* sp., *Nilssonia* sp., *Cycadites subcatus* Pryn., *Podozamites eichwaldii* Schimp., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Protophyllum* cf. *nathorsti* Yok. Таким образом, синхронность этих осадков с рассмотренными выше осадками сучанской серии не вызывает сомнения.

На юге угленосные отложения Суражевского района скрываются под палеогеновыми отложениями Угловской котловины, но затем в пределах Подгородненского месторождения вновь выходят на поверхность.

На территории Подгородненского месторождения на размытой поверхности пермских и триасовых отложений несогласно залегает угленосная толща, являющаяся, по мнению Б. М. Штемпеля и В. А. Красилова, аналогом старосучанской свиты, на которой с размывом залегает коркинская серия (см. рис. 28, *Б-Б*). Старосучанская свита здесь представлена главным образом песчаниками, иногда крупнозернистыми и грубозернистыми, нередко с пластами конгломератов. В ее основании залегает пласт базального конгломерата мощностью до 20 *м*. Выше расположена пачка аркозовых песчаников (около 300 *м*). Еще выше лежит собственно угленосная пачка (около 200 *м*), состоящая главным образом из песчаников, песчаных алевролитов, аргиллитов и алевролитов с 24 пластами каменного угля, которые, очевидно, соответствуют пластам угля нижней пачки Суражевского месторождения.

В угленосной толще собраны многочисленные остатки растений (по Б. М. Штемпелю, 1960): *Lycopodites ussuriensis* Krysht., *L. nosikovii* Krysht. et Pryn., *Equisetites* cf. *yokoyamae* Sew., *Palibiniopteris inaequipinnata* Pryn., *Lacopteris inaequipinnata* Pryn., *L. dunkeri* Schenk, *Taeniopteris nosikovii* Pryn., *Gleichenia portsildi*

https://jurassic.ru/

Sew., *Coniopteris maakiana* Heer, *C.* cf. *tatungensis* Sze., *C. (Adiantites) nympharum* Heer, *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Cladophlebis dunkeri* (Schimp.) Sew., *C.* cf. *valdensis* Sew., *C. latifolia* (Phil.), *Nilssonia orientalis* Heer, *N. mediana* (Leck. et Bean) Fox-Str., *N. pterophylloides* Nath., *Podozamites eichwaldii* Schimp., *Pagiophyllum orientalis* Krysht. et Pryn., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe и др. Б. М. Штемпель считает возраст вмещающих их отложений соответствующим возрасту нижней части сучанской серии.

Далее на запад сучанская серия известна в районе мыса Фирсова и на п-ове Речном, где выходят на поверхность сохранившиеся от размыва остатки этой серии.

В Суйфунской подзоне сучанская серия значительно полнее развита в Суйфунском угленосном бассейне. Эта площадь ранее рассматривалась как площадь сплошного распространения угленосных отложений, перекрытых на участке между пос. Липовцы и г. Уссурийском неогеновыми отложениями. В настоящее время имеются данные, что под чехлом неогеновых образований залегают нижнемеловые угленосные отложения лишь в отдельных, хотя и значительных по площади впадинах.

По данным В. А. Красилова, нижняя толща, соответствующая старосучанской свите, распространена в северо-восточной части Суйфунского бассейна. Южная граница ее распространения проходит севернее с. Нежино, а западная — между селами Новогеоргиевка и Ильичевка и, очевидно, несколько западнее с. Алексее-Никольск. Наиболее полно ее разрезы изучены на Уссурийском, Липовецком и Ильичевском месторождениях.

Свита сложена песчаниками от мелко- до крупнозернистых, алевролитами, конгломератами и содержит прослои угля мощностью до 0,5 *м*. Как и в бассейне р. Сучан, она несогласно залегает на всех более древних образованиях, из которых самыми молодыми являются среднеюрские.

В районе Уссурийского месторождения низы этой толщи представлены грубообломочными породами, средне- и крупнозернистыми песчаниками, конгломератами и реже мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Выше обломочный материал становится более мелким и появляются пласты угля. Мощность толщи здесь около 300 *м*. В районе Липовецкого месторождения мощность ее уже около 350 *м*, а на Ильичевском месторождении в верхах толщи появляются прослои грубозернистых песчаников с галькой и гравием, чего не наблюдается на Липовецком.

Из этой свиты В. А. Красилов собрал и определил: *Neocalamites* sp., *Angiopteridium* sp., *Hausmannia kohlmannii* Richter, *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *C. heterophylla* Font., *C. parva* Font., *Pterophyllum acutilobum* Pryn., *P. krasseri* Pryn., *Dictyozamites cordatus* (Krysht.) Pryn., *Nilssoniopteris rhitidorhachis* (Krysht.) Krassilov, *Nilssonia sujfunensis* Pryn., *N. brongniartii* Mant., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun., *Cephalotaxopsis* cf. *heterophylla* Holl., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe и др. Б. М. Штемпель в этой свите на Липовецком месторождении обнаружил *Taeniopteris jimboana* Krysht.

В. А. Красилов, анализируя состав флоры, пришел к выводу о неокомском, возможно, верхненеокомском возрасте этой свиты. Толща, соответствующая северосучанской свите, распространена шире. Она известна на Уссурийском, Алексее-Никольском, Липовецком, Ильичевском, Константиновском месторождениях, в районе сел Занадворовка и Нежино, что указывает на расширение области седиментации

https://jurassic.ru/

в это время. В западной части Суйфунского бассейна она залегает на верхнепермских отложениях, на юге — на верхнетриасовых, а в северо-восточной части — на аналоге старосучанской свиты. Эта свита представлена в нижней части грубозернистыми песчаниками и конгломератами и не содержит угольных пластов. Ее верхняя часть сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями углей. В районе Липовецкого месторождения в ней три пласта угля, из которых «Рабочий» имеет мощность до 3,25 *м*. Мощность свиты здесь около 470 *м*.

На Уссурийском месторождении эта свита имеет наибольшую мощность — до 700 *м* и содержит до 11—12 пластов угля. На юге ее мощность уменьшается до 300 *м*, здесь в свите содержатся углистые аргиллиты и пласты угля нерабочей мощности.

Из этой свиты В. А. Красилов приводит обширный список растительных остатков, где наряду с большим количеством местных видов и видов широкого стратиграфического распространения имеются: *Gleichenia nordenskioldii* Heer, *G. porsildii* Sew., *Phlebopteris pectinata* (Goepp.) Krassilov, *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Ptilophyllum arcticum* (Goepp.) Sew., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Cyparissidium gracile* Heer и другие, характерные для апт-альбского времени. А. Н. Криштофовичем в верхней части этой свиты обнаружены и описаны *Weichselia reticulata* Krysht. и однодольное покрытосеменное растение *Pandanophyllum ahnertii* Krysht. Таким образом, раннемеловой возраст угленосной толщи Суйфунского угленосного района не вызывает сомнений.

В Даубихинской зоне нижнемеловые отложения установлены В. А. Бажановым в 1961 г. В долине р. Хуанихеза им обнаружена песчаниковая толща с прослоями алевролитов и аргиллитов, в нижней части которой собрана флора: *Onychiopsis* sp., *Cladophlebis lobifolia* (Phill.) Brongn., *Sphenopteris* sp. ex gr. *goeppertii* Dunk., *Elatocladus* sp. cf. *E. manchurica* (Yok.) Yabe. (определение С. А. Баюла). Все формы являются характерными для сучанской серии. Эта толща скорее соответствует северосучанской свите. Мощность около 500 *м*. Схема сопоставления нижнемеловых угленосных отложений Южного Приморья приведена на рис. 12.

Алчанская зона

Меловые отложения в этой зоне изучали А. З. Лазарев, Л. Д. Кипарисова, К. М. Худолей, В. Н. Рыловникова, О. Т. Литенко, Г. Г. Марченко и др. Из-за отсутствия органических остатков или наличия малочисленных, плохой сохранности транзитных форм большую часть этих отложений относили то к триасовой, то к юрской системам. И только в последние годы в результате работ Е. П. Гурова, В. М. Чмырева и Б. Я. Черныша вопрос о составе и строении меловых толщ Алчанской зоны несколько прояснился. Валанжин в описываемой зоне не обнаружен. *Готерив-альбские* отложения представлены уктурской свитой и аналогами лужкинской свиты.

Уктурская свита несогласно залегает на различных слоях верхнего триаса и верхнего палеозоя (см. рис. 24, *А-А*). Наиболее полный разрез ее изучен Б. Я. Чернышом по правому берегу р. Бикин между горой Точильной и пос. Верхний Красный Перевал. Этот разрез дополняется сведениями, полученными в бассейнах рек Силань-Шань, Ситухе и на правобережье р. Уссури. Б. Я. Черныш приводит следующий разрез:

http://jurassic.ru/

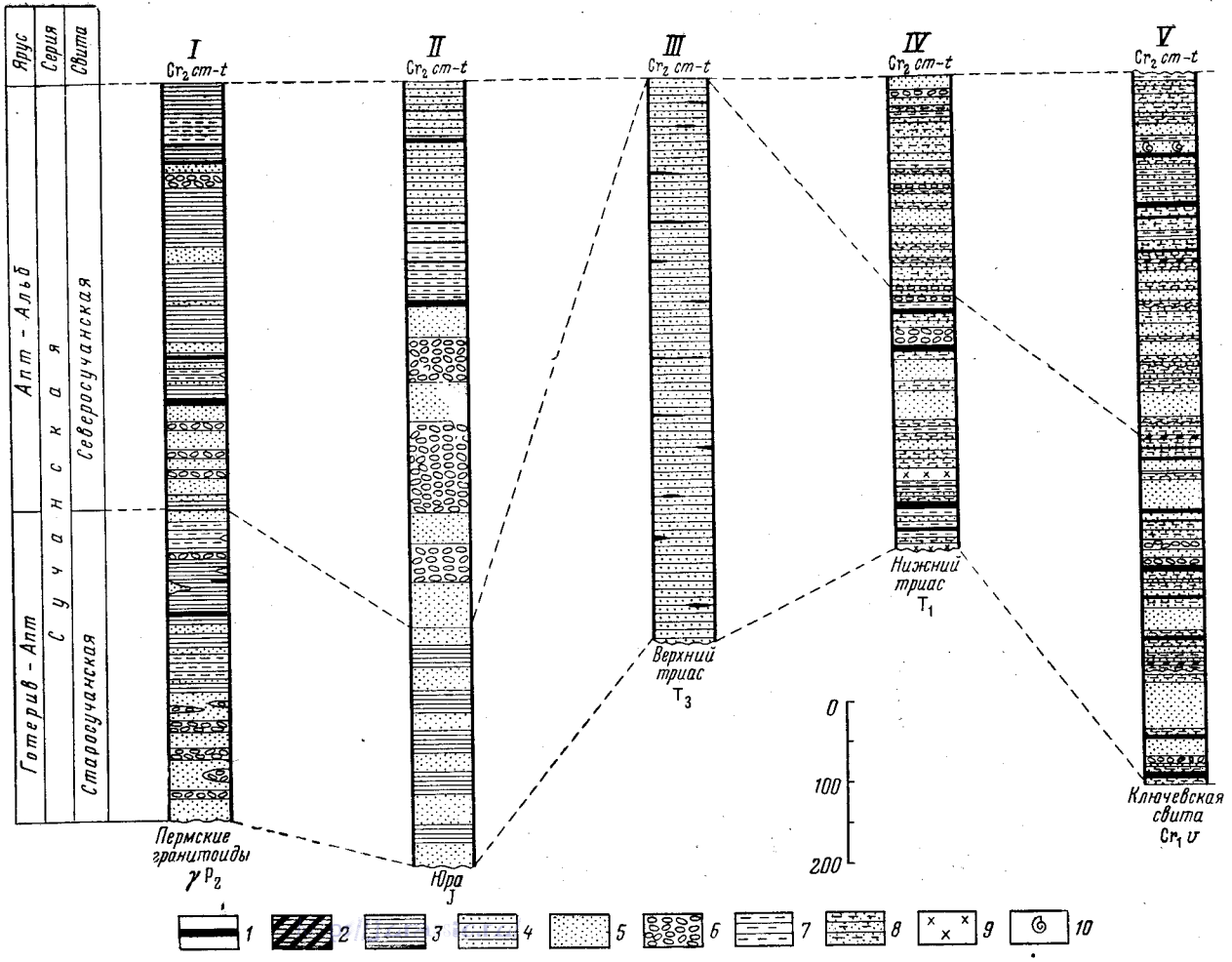


Рис. 12. Сопоставление угленосных отложений нижнего мела

I — Липовецкое месторождение, по В. И. Подоляну; *II* — Уссурийское и Ворошиловское месторождения; по М. М. Финкельштейну; *III* — Подгородненское месторождение, по Ю. В. Евланову и В. И. Подоляну; *IV* — район пос. Смоляниново, по В. В. Медведеву; *V* — Сучанское месторождение, шахты 20 и 24, по В. Г. Кузнецову

1 — уголь; *2* — углистые сланцы; *3* — алевролиты; *4*—переслаивание алевролитов, песчаников и аргиллитов; *5* — песчаники; *6* — конгломераты; *7* — глинистые сланцы, аргиллиты; *8* — плитняковые песчаники и алевролиты; *9* — граниты; *10* — фауна

1. Нижняя пачка — песчаники светло-серые, буровато-серые, мелко- и среднезернистые, полимиктовые, массивные. К нижней части пачки приурочены малочисленные пласты высокозольных пламенных углей и редкие прослои углистых аргиллитов. В этом интервале в бассейне р. Силань-Шань Е. П. Гуровым собраны растительные остатки, которые С. А. Баюла определила как *Elatocladus* sp. cf. E. *subzamioides* Möll. 800 *м*

На горе Точильной в пачке переслаивания песчаников и алевролитов с пластами углистых сланцев в разное время А. З. Лазаревым, Л. Д. Кипарисовой, С. И. Неволиной и Б. Я. Чернышом собраны (определения Б. М. Штемпеля, В. Д. Принады, С. И. Неволиной и С. А. Баюла): *Coniopteris nympharum* Heer, *Cladophlebis oerstedtii* (Heer) Sew., *Nilssonia* sp., *Sagenopteris* sp., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *E. brevifolia* Pryn., *Pagiophyllum curvifolium* Dunk., *P. orientalis* Krysht. et Pryn., *Taxocladus* sp. Сюда же относятся песчаники и алевролиты на левом берегу р. Бикин, ниже устья р. Ситухе, где А. З. Лазаревым были собраны *Equisetites yokoyamae* Sew., *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Ginkgo* cf. *integrinscula* Heer, *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *E. brevifolia* Pryn. и др. Таким образом, везде нижняя часть песчаниковой пачки представлена континентальными образованиями.

В верхней части пачки появляются многочисленные остатки однообразных морских пелеципод, из которых В. П. Коновалов по сборам Е. П. Гурова определил: *Nucula* sp., *Isognomon* sp., *Camptonectes* sp., *Trapezium*(?) sp. Слои с этой фауной переслаиваются со слоями, содержащими обильный растительный детрит. И только в самых верхах песчаниковой пачки в бассейне р. Силань-Шань Е. П. Гуровым найден аммонит *Hulenites*(?) sp. (определения В. Н. Верещагина), а Б. Я. Черныш на правобережье р. Уссури, примерно в этом же интервале, нашел *Tetragoniles* (?) sp. (определения В. П. Коновалова).

2. Алевролиты темно-серые, с многочисленными лепешкообразными, яйцевидными песчаниковыми, а иногда песчано-известковистыми конкрециями . . . . . 400—450 *м*

В этой пачке Б. Я. Чернышом и С. И. Неволиной собраны многочисленные остатки пелеципод, определенные В. П. Коноваловым. В нижней части встречены *Nucula* sp., *Leda* sp., *Isognomon* sp., *Entolium* sp., *Chlamys* sp., в средней части: *Pinna* sp., *Nucula* sp., *Leda* sp., *Aucellina aptiensis* Pomp., *A. caucasica* Buch., *A.* cf. *caucasica* Buch., *A. anadyrensis* Ver., *A. ucturiensis* Ver., *Aucellina* sp. indet., *Entolium* sp., *Camptonectes* sp. и, наконец, в верхней части: *Leda* sp., *Aucellina caucasica* Buch., *Entolium* sp., *Tellina*(?) sp. indet.

3. Пачка туфогенных алевролитов с пластами порфиритов и спилитов. В верхах пачки встречена линза (1,5×1,3 *м*) черных, битуминозных, глинистых известняков с фауной: *Nucula* sp., *Leda* sp., *Barbatia* sp., *Entolium* sp., *Astarte* sp., *Dosiniopsis* ex gr. *vibrayeana* (Orb.), *Goniomya* sp., *Dentalium* sp. (определения В. П. Коновалова). В нижней части пачки Б. Я. Чернышом собраны: *Pinna* sp., *Nucula* sp., *Aucellina aptiensis* Pomp., *A. caucasica* Buch., *A. anadyrensis* Ver., *A. krystofovitschi* Ver., *Aucellina* sp. indet. . . . . 250—300 *м*

Общая мощность уктурской свиты до 1500 *м*.

Выше и согласно с ней залегает толща песчаников и алевролитов мощностью до 530 *м*. В алевролитах этой толщи Б. Я. Чернышом обнаружены: *Inoceramus* cf. *concentricus* Park. и *Elatocladus submanchurica* Yabe et Oishi. На основании этой фауны она сопоставляется с лужкинской (секунжинской) свитами Главного синклинория.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

Нижнемеловые отложения, представленные ключевской и уктурской свитами, известны главным образом в Сандагоу-Окраинской подзоне. На остальной территории они установлены в бассейне р. Татибе, где в последние годы обнаружены континентальные отложения, охарактеризованные нижнемеловой флорой, и в бассейне р. Бикин (реки Митахеза и Байдихеза), где залегает ключевская свита.

Впервые нижнемеловые отложения в описываемой зоне были выделены А. А. Кирилловым в 1944 г., который собрал валанжинские

http://jurassic.ru/

ауцеллы по р. Янмутьхоуза. В. Н. Яковлев (1958) детально изучил этот разрез и разделил его на три горизонта, что в последующие годы не подтвердилось. Аналогичные отложения были установлены в 1955 г. И. З. Бурьяновой и Л. А. Неволиным в ключе Коровинском, правом притоке р. Фудзин, в 1955 г. И. З. Бурьяновой, а в 1956 г. Е. Д. Касьяном в верховьях р. Синяя Ноттинская и в 1957 г. Ф. Т. Киневым на водоразделе рек Синанча и Малая Синтуха. До 1959 г. валанжинские отложения в зоне Главного антиклинория рассматривались как самые молодые из осадочных толщ. В 1959 г. при проведении геологической съемки в бассейне р. Сандагоу Ю. П. Бидюком и И. П. Макухиной были обнаружены более молодые нижнемеловые слои, которые несогласно залегают на всех более древних образованиях, в том числе и на валанжинских. В этой толще собраны остатки аммонитов и ауцеллин, характерных для барремского, аптского и альбского ярусов.

Валанжин. Ключевская свита залегает несогласно на разных слоях верхнего палеозоя, верхнего триаса, нижней юры и на щелочных базальтоидах погской свиты верхней юры. Наиболее полно она представлена в бассейне р. Янмутьхоуза, где в последние годы ее изучали Ю. Г. Миролюбов, а затем В. П. Коновалов и Ю. П. Бидюк. Здесь ключевская свита залегает в ядре синклинальной складки, северо-западное крыло которой сложено верхним триасом, а юго-восточное нижнеюрскими алевролитами.

1. Конгломераты, конглобрекчии темно-серые, плотные. Галька представлена кремнистыми породами, алевролитами, песчаниками. Цемент песчаниковый . . . . . 10 *м*

2. Песчаники серые, с прослоями углистых алевролитов, в которых обнаружены: *Equisetites (Neocalamites)* sp., *Sagenopteris philipsii* Presl., *Pterophyllum* cf. *aequale* Brongn., *Nilssonia orientalis* Heer, *Podozamites* aff. *lanceolatus* (L. et H.), *Proteaephyllum cordatum* Krysht. et Pryn. (определения Б. М. Штемпеля из сборов Ю. Г. Миролюбова) . . . . 60 „

3. Пачка полимиктовых песчаников, вверху мелкозернистых, серых, темно-серых, с линзами гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. В этой пачке собраны: *Aucella crassicollis* Keys., *A. bulloides* Lah., *A. terebratuloides* Lah., *A. inflata* (Toula) Lah., *A.* cf. *keyserlingi* Lah., *A. uncitoides* Pavl., *A.* cf. *wollossowitschi* Sok., *A.* cf. *sizranensis* Pavl., *Inoceramus* sp., *Nautilus*(?) sp. indet. (определения В. П. Коновалова) . . . . 550 „

4. Алевролиты слабопесчанистые, темно-серые, массивные с *Aucella uncitoides* Pavl., *A.* cf. *inflata* (Toula) Lah. и др. . . . . 100 „

5. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые, массивные . . . 30 „

6. Алевролиты темно-серые, массивные . . . . . 70 „

7. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, в верхней части чередующиеся с темно-серыми алевритовыми песчаниками. Встречены ауцеллы плохой сохранности . . . . . 80 „

8. Алевролиты темно-серые, массивные, иногда слоистые . . . . . 100 „

Мощность свиты около 1000 *м*.

Анализ фауны и сходство литологического состава нижней части толщи позволяют эти отложения относить к ключевской свите и по возрасту сопоставлять с нижним валанжином. Но не исключено, что верхние слои относятся к верхнему валанжину.

В бассейне р. Сыдагоу свита представлена в основном песчаниками мощностью до 350 *м* с остатками: *Aucella crassicollis* Keys., *A. crassa* Pavl., *A. incitoides* Pavl., *A. bulloides* Lah., *A. inflata* (Toula) Lah., *A.* cf. tolli Sok., *A.* cf. *wollosowitschi* Sok., *A.* cf. *keyserlingi* Lah. и др. (определения В. П. Коновалова).

В бассейнах рек Фудзин и Нотто (в ключе Коровинском и в верховьях р. Синяя Ноттинская) свита сложена песчаниками разнозернистыми, с редкими маломощными прослоями алевролитов, углистых аргиллитов и линзами гравелитов и конгломератов. Мощность ее до 500 *м*. Из этой толщи В. Н. Верещагин определил: *Aucella keyserlingi*

http://jurassic.ru/

Lah., *A.* cf. *keyserlingi* Lah., *A. inflata* (Toula) Lah., *A.* cf. *sublaevis* Keys., *A. uncitoides* Pavl. и др. В. П. Коновалов определил помимо вышеназванных форм: *Aucella crassicollis* Keys., *A. sizranensis* Pavl., *A.* cf. *tolli* Sok., *A. bulloides* Lah., *Inoceramus* sp. и др. Кроме того, Ю. Г. Миролюбовым определены: *Aucella bulloides* Lah., *A. terebratuloides* Lah., *A.* cf. *crassicollis* Keys.

Из углистых алевролитов С. А. Баюла определила: *Cladophlebis browniana* (Dunk.) Sew., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *Dictyozamites* sp., *Nilssonia* sp., *N. orientalis* Heer.

На водоразделе рек Синанча и Малая Синтуха валанжинские отложения выходят в небольшом эрозионном окне среди более молодых эффузивов. Это песчаники, содержащие *Aucella bulloides* Lah. (определения В. Н. Верещагина).

В бассейнах рек Митахеза и Байдихеза ключевская свита несогласно залегает на палеозойских толщах. Г. Г. Марченко и Е. В. Быковская приводят следующий разрез:

1. Конгломераты мелкогалечниковые, зеленовато-серые. Галька представлена песчаниками, кремнистыми породами и глинистыми сланцами. Цемент песчаниковый . . . . . 100—150 *м*

2. Песчано-алевролитовая пачка. В нижней части это песчаники серые, мелкозернистые, с редкими прослоями черных алевролитов, в верхней части алевролиты с редкими прослоями песчаников. В алевролитах собрана фауна: *Aucella* cf. *crassa* Pavl., *A.* cf. *keyserlingi* Lah., *A. inflata* (Toula) Lah., *A. terebratuloides* Lah., *A. bulloides* Lah. и неопределимые аммониты и гастроподы . . . . . 500 „

Готерив—альб. Уктурская свита залегает трансгрессивно и несогласно на валанжине и всех более древних образованиях. Базальный горизонт свиты представлен мелкогалечными конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками. Она известна только на юге Сандагоу-Окраинской подзоны, где слагает центральную часть водораздела Сандагоу—Фудзин и небольшие тектонические блоки на его западной периферии в пределах выходов палеозойских формаций. Из всех пачек этой свиты собрана большая коллекция ископаемых моллюсков, которая была изучена В. Н. Верещагиным и В. П. Коноваловым. В большинстве своем они представлены новыми видами и, следовательно, не позволяют в настоящее время ее детально расчленить. Кроме того, аммониты, встреченные здесь, большей частью неудовлетворительной сохранности, и родовая принадлежность их во многих случаях устанавливается с трудом. Несмотря на это, они играют большую роль при расчленении и корреляции меловых толщ Приморья, так как в последние годы во многих районах Сихотэ-Алиня найдены подобные же остатки аммонитов.

Наиболее полно разрез уктурской свиты изучен Ю. П. Бидюком и В. П. Коноваловым на водоразделе рек Сыдагоу и Эрльдагоу.

Самая нижняя пачка представлена базальными конгломератами мощностью 15—20 *м*, выше которых залегают массивные полимиктовые песчаники мощностью до 50 *м*. Еще выше расположены неяснослоистые зеленовато-серые песчанистые алевролиты мощностью до 50 *м*; венчается эта пачка горизонтом мелко- и среднезернистых неяснослоистых песчаников мощностью 10—15 *м*. Общая мощность пачки 125—130 *м*. По простиранию она фациально изменчива, но повсеместно представляет собой пачку прослоев и линз конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитовых песчаников.

В цементе базальных конгломератов, выходящих по ключу Павлиеву, Ю. П. Бидюком был найден аммонит, который В. Н. Верещагин определил как *Spitidiscus* (?) cf. *rotula* Sow. Во всей пачке в целом в разных местах были собраны представители родов *Nucula, Cucul-*

http://jurassic.ru/

laea, Entolium, Camptonectes, Lima, Pleuromya, а в верхних слоях появляются первые *Aucellina* cf. *ucturiensis* Ver., *A.* ex gr. *caucasica* Buch, *Silesites* (?) sp. С востока на запад в этих слоях появляются, а затем доминируют представители родов *Ostrea, Mytilus, Modiola* (?), *Callista.* Это позволяет сделать вывод о некотором опреснении бассейна в западной части и, следовательно, о близости береговой линии моря. Помимо фауны из этой пачки собраны растительные остатки: *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *C.* cf. *C. dunkeri* (Schimp.) Sew., *Dictyozamites* sp. cf. *D. kawasaki* Tateiwa, *Nilssonia* sp. (определения С. А. Баюла).

Выше согласно залегает вторая пачка, сложенная песчанистыми алевролитами, зеленовато-серыми, с неясной слоистостью и с редкими маломощными прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников. Мощность пачки до 350—400 *м.* Площадь ее распространения несколько меньше, они развиты в основном в центральной части описываемого района. В нижней половине этой пачки повсеместно обнаружено большое количество ископаемых моллюсков, относящихся к родам: *Protetragonites* (?), *Tetragonites* (?), *Hulenites* (?), *Silesites* (?), *Nucula, Entolium, Camptonectes, Crioceratites* (?), *Inoceramus, Goniomya* и др. Но необходимо отметить, что *Hulenites* (?) и *Tetragonites* (?) встречены не в одной точке с остальными аммонитами. Примерно из этой же части А. А. Асиповым западнее с. Ленино в ключе Партизанском собраны: *Phyllopachyceras* cf. *infundibulum* Orb. и *Silesites* (?) sp.

В верхней половине пачки аммониты не обнаружены. Здесь в большом количестве встречены: *Aucellina caucasica* Buch, *A. aptiensis* Pomp., *A. ucturiensis* Ver., *A.* cf. *pavlovi* Sok., *A. anadyrensis* Ver., *Pleuromya* sp., *Entolium* sp. и др.*

Третья пачка представлена грубым переслаиванием песчаников и песчанистых алевролитов. Она распространена только в бассейне верхнего течения р. Эрльдагоу и на ее водоразделах с другими водотоками. Здесь снизу залегают:

1. Песчаники от мелко- до среднезернистых, серые, массивные . .	50 *м*
2. Алевролиты слабопесчанистые, зеленовато-серые, массивные . .	35 „
3. Песчаники, аналогичные слою 1	20 „
4. Алевролиты песчанистые, зеленовато-серые, с редкими маломощными прослоями туфогенных песчаников	50 „
5. Песчаники грубозернистые, зеленовато-серые, с большим количеством растительного детрита	15—20 „

Общая мощность пачки 170—175 *м.*

Наибольшее количество фауны в четвертом слое. Это *Aucellina caucasica* Buch, *A. aptiensis* Pomp., *A.* cf. *anadyrensis* Ver., *Panopaea* sp. В остальных слоях встречены только единичные экземпляры *Entolium* sp. и *Nucula* sp.

И, наконец, четвертая пачка сложена массивными темно-серыми почти черными алевролитами с редкими прослоями бурых и серых песчаников. Видимая мощность ее до 100 *м.* В пачке собраны единичные экземпляры, принадлежащие *Aucellina* cf. *caucasica* Buch и *Aucellina* sp. indet. Общая мощность свиты 800—850 *м.*

Органические остатки позволяют датировать ее от баррема до альба, но не исключено, что слои со *Spitidiscus* (?) cf. *rotula* Sow. являются верхнеготеривскими. По-видимому, первая и нижняя часть второй пачки имеют возраст от позднего готерива до баррема, а остальная часть свиты — апт-альбский.

* Здесь и далее приведены пелециподы, определенные В. П. Коноваловым.

http://jurassic.ru/

Нижнемеловые отложения в бассейне р. Татибе изучены плохо. Они стали известны только в последние годы благодаря находкам раннемеловой флоры. Это песчаники и алевролиты с прослоями углистых аргиллитов, залегающие на породах палеозойского возраста. Мощность их около 500 *м*. Из этой толщи В. А. Красиловым определены: *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Zamites* sp., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Cunninghamites* aff. *squamosus* Heer.

Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня

Нижнемеловые отложения широко распространены в зоне Главного синклинория Сихотэ-Алиня.

Впервые породы этого возраста были установлены в 1938 г. А. З. Лазаревым в бассейне р. Бикин. Тогда же альбская фауна была обнаружена Л. И. Красным в бассейне р. Кема. В следующем году нижнемеловые тригонииды были собраны Г. П. Воларовичем в бассейне р. Фудзин. В 1948 г. В. А. Ярмолюк установил валанжинские отложения в бассейне р. Самарга. Но все эти сведения носили отрывочный характер, и большинство толщ Главного синклинория относилось к юрской системе. В последние годы выяснилось, что именно меловые отложения определяют основные черты строения Главного синклинория.

Большой вклад в изучение нижнемеловых отложений внесли А. А. Асипов, Э. П. Изох, В. К. Мостовой, Ю. Г. Миролюбов, Г. Г. Марченко, В. И. Надежкин, Ю. Н. Размахнин, А. И. Савченко, В. Н. Силантьев и др.

Нижнемеловые отложения описываемой зоны еще слабо изучены. В настоящее время в их составе выделяются три толщи, близкие по типу, но отличающиеся по возрасту и фациальному составу. В основании мела несогласно на предположительно юрских, триасовых и верхнепалеозойских породах залегает толща морских отложений берриас-валанжинского возраста. Соотношение их с верхнеюрскими отложениями не установлено. Выше с размывом, а местами согласно лежит уктурская свита. Разрез нижнемеловых отложений завершает лужкинская свита, залегающая согласно или с небольшим размывом на уктурской свите.

Берриасовые и валанжинские нерасчлененные отложения широко развиты в зоне Главного синклинория. Как правило, разделить их невозможно. В отдельных случаях среди них выделяются, в известной мере условно, аналоги и таухинской и ключевской свит. Берриас-валанжинские отложения протягиваются почти сплошными полями от бассейна р. Янмутьхоуза на юге до бассейна р. Самарга на севере и далее уходят в пределы Хабаровского края. На всем протяжении фациальный состав описываемых отложений несколько меняется. Так, в южной части от р. Янмутьхоуза до бассейна р. Нотто берриас-валанжинские отложения четко делятся на две толщи: нижнюю — существенно алевролитовую и верхнюю, залегающую согласно на нижней, песчано-алевролитовую, где песчаники составляют около 25% мощности толщи.

Для бассейна р. Янмутьхоуза В. А. Исполинов приводит следующий разрез:

1. *Алевролитовая толща.* Алевролиты, песчанистые алевролиты темно-серые, массивные, с редкими маломощными прослоями песчаников полимиктовых, серых, мелкозернистых. В верхах толщи фауна: *Aucella* cf. *keyserlingi* Lah., *A.* cf. *uncitoides* Pavl., *A.* cf. *solida* Lah. . . . . 550—600 *м*

2. *Песчано-алевролитовая толща.* Алевролиты, песчанистые алевролиты темно-серые, массивные, с прослоями (до 40 *м*) песчаников кварц-полевошпатовых и полимиктовых, серых, мелкозернистых . . . . . до 500 „

Общая мощность около 1100 *м*.

https://jurassic.ru/

В бассейне р. Селенча Ф. Т. Кинев (1958 г.) делит берриас-валанжинские отложения на такие же две толщи, из которых нижняя (алевролитовая) имеет мощность около 500 *м* и содержит: *Aucella* cf. *inflata* (Toula) Lah., *A.* cf. *keyserlingi* Lah., *Variamussium* sp., *Leda* sp. и верхняя (песчано-алевролитовая) мощностью до 600 *м*. В бассейне р. Фудзин (у устья р. Ямчеза) в 1957 г. А. А. Асипов из песчано-алевролитовой толщи собрал *Aucella* cf. *inflata* (Toula) Lah.; *A.* cf. *keyserlingi* Lah. (определение В. Н. Верещагина).

В бассейне р. Нотто В. Н. Силантьев и В. И. Надежкин описываемые отложения разделили на алевролитовую и песчано-алевролитовую толщи, но первый считал нижней толщей песчано-алевролитовую, а второй — алевролитовую. Впоследствии В. П. Коновалов и В. И. Высоцкий подтвердили точку зрения В. И. Надежкина.

Разрез, по В. И. Надежкину, выглядит следующим образом:

1. *Алевролитовая толща.* Алевролиты темно-серые, черные, массивные, с редкими маломощными прослоями песчаников полимиктовых, серых, мелкозернистых. В алевролитах почти по всему разрезу собраны: *Aucella inflata* (Toula) Lah., *A. crassa* Pavl., *A.* cf. *volgensis* Lah., *A.* cf. *terebratuloides* Lah., *A.* cf. *uncitoides* Pavl., *A.* cf. *keyserlingi* Lah., *A.* cf. *bulloides* Lah., *Myophorella nottica* Konov. (msc), *Neohoploceras* sp. и др.* . . . . . до 600 *м*

2. Песчано-алевролитовая толща. Алевролиты темно-серые, массивные, с прослоями (до 35—40 *м*) песчаников полимиктовых, серых, мелкозернистых. В нижней части толщи собраны *Aucella* cf. *inflata* (Toula) Lah., *A.* ex gr. *keyserlingi* Lah., *Aucella* sp. indet., *Entolium* sp., *Myophorella nottica* Konov. (msc) и др. . . . . 560 „

Таким образом, в описанных районах характер разреза берриас-валанжинских отложений один и тот же. В настоящее время трудно говорить о соответствии этого разреза разрезам таухинской и ключевской свит. Нижняя толща предположительно является аналогом таухинской свиты, а верхняя — ключевской, поскольку (как будет указано ниже) для таухинской свиты характерно преобладание в разрезе алевролитов, в то время как в ключевской свите доминируют песчаники. Однако такие моллюски, как *Myophorella nottica* Konov. (msc) и *Neohoploceras* sp., встречены пока только в таухинской свите. Поскольку данный вопрос недостаточно изучен, эти отложения следует рассматривать как нерасчлененный берриас—валанжин.

В бассейне верхнего течения р. Фудзин (падь Перевальная) разрез берриас-валанжинских отложений не отличается от вышеописанных, но с большой долей уверенности позволяет верхнюю толщу, где преобладают песчаники, сопоставлять с ключевской свитой. Разрез берриас-валанжина здесь следующий (по В. А. Утюшеву):

1. Алевролитовая пачка: алевролиты темно-серые, массивные, с редкими, маломощными прослоями песчаников. В верхах фауна: *Aucella* cf. *terebratuloides* Lah., *Aucella* sp. indet. . . . . 580 *м*

2. Песчаники полимиктовые, зеленовато-серые, мелкозернистые, в основании с невыдержанными по простиранию прослоями конгломератов мощностью до 3 *м* . . . . . 13 „

3. Пачка переслаивающихся алевролитов темно-серых, массивных и песчаников полимиктовых, серых, мелкозернистых. В песчаниках фауна: *Aucella* cf. *sibirica* Sok., *A.* cf. *keyserlingi* Lah., *A.* cf. *terebratuloides* Lah., *Panopaea* sp. и др. . . . . 160 „

4. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, с единичными, маломощными прослоями алевролитов . . . . . 25 „

Слои второй, третий и четвертый скорее сопоставимы с ключевской свитой, а первый — с таухинской.

* Здесь и далее фауна определена В. П. Коноваловым.

http://jurassic.ru/

Севернее, в бассейне р. Синанча (левый приток р. Иман), валанжинские отложения изучали Ю. Н. Размахнин и Е. Д. Касьян. Ю. Н. Размахнин приводит следующий разрез:

1. Песчаники бурые и серые, аркозовые и полимиктовые, с линзами гравелитов и конгломератов, галька которых состоит из кремнистых пород, песчаников, гранитов и гранодиоритов. В песчаниках фауна: *Aucella* cf. *uncitoides* Pavl., *A. keyserlingi* Lah. . . . . 300—400 *м*
2. Алевролиты черные, переслаивающиеся с песчаниками аркозовыми, тонкозернистыми, с фауной: *Aucella* cf. *inflata* (Toula) Lah., *A.* ex gr. *sublaevis* Keys., *A.* cf. *crassicollis* Keys., *A. keyserlingi* Lah., *Entolium* sp., *Panopaea* sp. . . . . 750—800 „
3. Алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками полимиктовыми и аркозовыми . . . . . 200 „
4. Алевролиты с редкими прослоями песчаников . . . . . 150 „

Общая мощность 1400—1550 *м*.

Разрез сходен с разрезом ключевской свиты р. Янмутьхоуза в Сандагоу-Окраинской подзоне.

Аналогами таухинской свиты здесь, по-видимому, являются отложения, выделенные Ю. Н. Размахниным в лаулинскую свиту и отнесенные к юре, хотя никаких органических остатков юрского возраста в ней не обнаружено. Такое сопоставление возможно вследствие полного сходства разрезов лаулинской свиты с алевролитовой толщей берриас-валанжинских отложений, описанных выше. Кроме того, в 1964 г. В. Н. Силантьев в районе с. Лаулю из лаулинской свиты собрал: *Aucella* cf. *terebratuloides* Lah., *A.* ex gr. *inflata* (Toula) Lah., *A.* ex gr. *volgensis* Lah. и др. Эта существенно алевролитовая толща протягивается почти непрерывной полосой от бассейна верхнего течения р. Синанча на север, пересекая р. Иман (между пос. Лаулю и пос. Забытым), в бассейн р. Тунанца. На северном окончании этой полосы в 1964 г. В. И. Надежкин собрал: *Aucella* cf. *fischeriana* Orb., *A.* cf. *crassa* Pavl., *A.* cf. *keyserlingi* Lah., *A.* cf. *uncitoides* Pavl., *A.* cf. *volgensis* Lah. и др. Мощность этой толщи более 1000 *м*. Эта цифра может оказаться завышенной ввиду плохой обнаженности и интенсивной дислоцированности пород.

Северо-восточнее, в бассейнах р. Кондома и верхнего течения р. Татибе, по-видимому, распространены аналоги ключевской свиты. В этих районах разрезы изучали А. И. Бурдэ и В. А. Никогосян.

Обобщенный разрез выглядит следующим образом:

1. Песчаники полимиктовые, темно-серые, от мелко- до крупнозернистых. В основании наблюдаются невыдержанные пласты гравелитов и конгломератов мощностью до 10—15 *м*. На водоразделе рек Кондома — Татибе в песчаниках обнаружены *Aucella* cf. *inflata* (Toula) Lah. . . . . 200—350 *м*
2. Пачка переслаивающихся алевролитов и песчаников. В низах мощность прослоев песчаников до 60 *м*, алевролитов 30—40 *м*; в верхах мощность песчаников 20—25 *м*, алевролитов 120—160 *м*. Песчаники полимиктовые, серые, темно-серые, мелкозернистые. Алевролиты черные, темно-серые, часто микрослоистые . . . . . до 1100 „

Во второй пачке в различных местах обнаружена фауна: в устье р. Нанца — *Aucella* cf. *crassa* Pavl., *A. uncitoides* Pavl., *A.* cf. *fischeriana* Orb.; в бассейне ручья Таборного — *Aucella* cf. *inflata* (Toula) Lah., *A. volgensis* Lah., *A.* cf. *bulloides* Lah.; в верховьях р. Тунанца — *Aucella* cf. *crassa* Pavl.

В бассейне р. Валинку и в междуречье Татибе—Дунгуза среди берриас-валанжинских отложений представляется возможным выделить аналог как таухинской, так и ключевской свит. В бассейне р. Валинку Г. В. Подгорбунский наблюдал следующий разрез:

https://jurassic.ru/

1. Алевролитовая толща. Алевролиты темно-серые, с редкими маломощными прослоями песчаников темно-серых, мелкозернистых . . 500—600 *м*

2. Песчано-алевролитовая толща. Переслаивание песчаников и алевролитов внизу грубое, вверху тонкое. Примерно в средней части имеется прослой зеленовато-серых, мелкозернистых песчаников мощностью 100 *м*. В алевролитах фауна: *Aucella bulloides* Lah., *A. crassa* Pavl., *A.* cf. *keyserlingi* Lah., *A.* cf. *inflata* (Toula) Lah. и др. . . . . 300—325 „

3. Толща песчаников среднезернистых, зеленовато-серых, с линзами гравелитов и редкими маломощными прослоями алевролитов . . 300—400 „

4. Толща переслаивающихся песчаников мелкозернистых, алевролитовых и алевролитов. Вверх по разрезу количество песчаников уменьшается. В алевролитах фауна: *Aucella bulloides* Lah., *A. crassa* Pavl., *A. uncitoides* Pavl., *A.* cf. *crassicollis* Keys., *A. inflata* (Toula) Lah., *A. keyserlingi* Lah., *Entolium* sp. и др. . . . . 400—450 „

В этом разрезе толщи 1 и 2 сопоставляются с таухинской свитой, а толщи 3 и 4 с ключевской.

В междуречье Татибе—Дангуза мощность аналогов таухинской свиты уменьшается, а аналоги ключевской представлены только нижней песчаниковой толщей.* В. А. Никогосян приводит следующий разрез.

1. Конгломераты и гравелиты с прослоями песчаников среднезернистых . . . . . от 120 до 330 *м*

2. Пачка алевролитов с прослоями песчаников мелко- и среднезернистых с фауной: *Neocomites* sp., *Variamussium* sp., *Aucella* cf. *inflata* (Toula) Lah., *A.* ex gr. *keyserlingi* Lah., *Aucella* sp. indet. . до 400 „

3. Песчаники серые, мелко- и среднезернистые, с линзами конгломератов и редкими маломощными прослоями алевролитов . . . . . 300—400 „

Пачки 1 и 2 являются аналогами таухинской свиты (по наличию *Neocomites* sp.). Пачка 3 литологически ничем не отличается от низов ключевской свиты. Севернее, в бассейне р. Самарга, берриас-валанжинские отложения сходны с описанными в междуречье Янмутьхоуза—Нотто, но отличаются значительно большими мощностями. В. А. Ярмолюк приводит следующий разрез:

1. Глинистые сланцы с *Aucella* sp. и *Phylloceras* sp. . . . . 2000 *м*

2. Глинистые сланцы и песчаники с *Aucella crassicollis* Keys., *A. volgensis* Lah. var. *fenestellata* Pavl., *A. solida* Lah., *A.* cf. *nuciformis* Pavl., *Astarte* aff. *californica* Stanton, *Pleuromya*(?) sp. определения Н. А. Беляевского) . . . . . 800 „

Готерив—альб. Уктурская свита распространена в бассейнах рек Янмутьхоуза, Аввакумовка, Фудзин, Нотто, Иман, Кема, Бикин и Самарга. Она залегает местами согласно, местами несогласно на валанжинских отложениях и представлена разнофациальными толщами. За-

* Исследования последних лет показывают, что в пределах Татибинского блока толща валанжина, являющаяся возрастным аналогом ключевской свиты, залегает с угловым несогласием на предположительно юрских или триасовых (?) отложениях. В ее основании лежат гравелиты и разнозернистые песчаники с линзами мелкогалечниковых конгломератов и алевролитов (250 *м*) с *Aucella* cf. *uncitoides* Pavl., *A.* cf. *volgensis* Lah., *A. inflata* Toula, *A.* cf. *keyserlingi* Lah. и др. Выше залегают преимущественно алевролиты (400 *м*) с *Aucella uncitoides* Pavl., *A. inflata* Toula, *A. keyserlingi* Lah., *A. syzranensis* Pavl., *A. solida* Lah. и др. Еще выше лежат песчаники с прослоями алевролитов и гравелитов (700 *м*) с *Aucella keyserlingi* Lah., *A. inflata* Toula, *A.* cf. *crassicollis* Keys., *A.* cf. *sublaevis* Keys., *A. bulloides* Lah., *A. sibirica* Sok., *Dichotomites* (?) sp. Верхняя часть разреза сложена главным образом алевролитами (300 *м*) с *Aucella* cf. *keyserlingi* Lah., *A. inflata* Toula и др. Общая мощность валанжина здесь 1600—1700 *м*.

В расположенном южнее и юго-восточнее Иманском блоке одновозрастная толща залегает согласно на предположительно юрских (по-видимому, берриасовых) отложениях, она представлена песчаниками и алевролитами с фауной ауцелл. Далее на юг и юго-восток ауцелловая фауна найдена в верховьях р. Иман, в бассейнах рек Янмутьхоуза и Фудзин (реки Ямчеза и Селенча), где нижняя часть разреза не известна, а обнажающаяся часть валанжина, сложенная алевролитами с резко подчиненными прослоями песчаников, имеет мощность до 1600 *м*.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

падная часть этой зоны сложена ритмичночередующимися песчаниками и алевролитами, а центральная и восточная — конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Кроме того, в бассейне р. Кема в верхах толщи наблюдаются продукты вулканической деятельности. В зависимости от состава этих толщ выделяются три фациальные подзоны: Западная, Центральная и Восточная.

В Западной подзоне уктурская свита залегает согласно, а в районе Татибинского выступа несогласно на берриас-валанжинских отложениях. Наиболее полные ее разрезы наблюдаются в бассейнах рек Фудзин и Нотто, где они изучены А. А. Асиповым и В. И. Надежкиным. Толща сложена ритмичнопереслаивающимися песчаниками и алевролитами. По характеру ритмичности и соотношению между песчаниками и алевролитами ее можно разделить на три пачки.

1. Нижняя пачка характеризуется преобладанием крупных ритмов, мощность которых колеблется от 2 до 30 *м*, а местами достигает 80—100 *м*. В ритмах преобладают песчаники, составляющие 60—80% всей мощности. Каждый ритм начинается крупно- или среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, крупность зерна которых к верхам слоя уменьшается, и они постепенно переходят в алевролиты. Обычно на границе песчаников и алевролитов наблюдается обуглившийся растительный детрит. Мощность пачки 800—1000 *м*.

2. Средняя пачка сложена более мелкими ритмами от 0,05 до 0,5 *м* мощности, редко до 2,0 *м*. Соотношение песчаников и алевролитов примерно равное. Мощность пачки 700—900 *м*.

3. Верхняя пачка сложена алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и известковистых алевролитов. Мощность пачки 500—600 *м*.

Общая мощность всей толщи более 2500 *м*.

В нижней части толщи, в бассейнах рек Фудзин и Нотто, обнаружены иноцерамы плохой сохранности. Кроме того, в бассейне р. Нотто В. И. Надежкиным собраны *Dictyozamites* aff. *cordatum* (Krysht. et Pryn.) Pryn. (определения И. Н. Сребродольской) .

Эти же отложения распространены и по р. Бикин, причем в 1 *км* севернее обрыва горы Желтый Яр В. И. Надежкин из этой толщи собрал: *Schizaeopsis* sp., *Onychiopsis* sp., *Weichselia reticulata* (St. et Webb.), *Anomozamites* sp., *Dictyozamites* sp. (определения В. А. Самылиной).

По-видимому, в этой же толще, но уже по р. Аде С. Г. Рященко собраны: *Gleichenia* cf. *cycadina* (Schenk.) Pryn., *Sphenopteris* ex gr. *goeppertii* Dunk., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Cladophlebis albertsii* (Dunk.) Brongn., *Thinnfeldia bikinensis* Krassilov, *Ctenis* sp., *Desmiophyllum* sp., *Taxocladus* sp. (определения В. А. Красилова).

Восточнее описанной зоны, в центральной части Главного синклинория, одновозрастные образования известны под названием анихезской свиты. Она распространена в бассейнах рек Иман, Бикин и, возможно, в бассейне р. Самарга. Эти отложения изучали Ю. Н. Размахнин, Е. Д. Касьян, В. К. Мостовой, Ю. Г. Миролюбов, В. И. Надежкин и др. Соотношение свиты с фаунистически охарактеризованными валанжинскими отложениями не установлено.

В бассейне р. Иман Е. Д. Касьян делит анихезскую свиту на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена в основном гравелитами, песчаниками и реже алевролитами. Наиболее полный ее разрез наблюдается в бассейнах рек Красная Речка и Хантахеза:

1. Песчаники красновато-бурые, мелкозернистые, переслаивающиеся с алевролитовыми песчаниками и алевролитами (преобладают песчаники) . . . . . 150—200 *м*

2. Песчаники зеленовато-серые, от средне- до мелкозернистых, с редкими прослоями и линзами гравелитов и темно-серых алевролитов.

http://jurassic.ru/

Песчаники обладают характерным узором, образованным скоплением хлорита в цементе./ В песчаниках обнаружен аммонит из семейства Phylloceratidae . . . . . 600—700 „

3. Ритмичное переслаивание гравелитов, гравелистых песчаников, песчаников и алевролитов. Мощность гравелитов 0,5—2 *м*, песчаников 1—4 *м*, алевролитов 0,1—0,3 *м*. В гравелитах найдена *Nucula* sp. . . . . 200 „

4. Пачка ритмичнопереслаивающихся гравелитов, гравелистых песчаников, зеленоватых песчаников (часто узорчатых) алевролитов. Мощность ритмов 15—18 *м*. В ритмах резко преобладают гравелиты и песчаники . . . . . 1000—1100 „

Общая мощность нижнеанихезской подсвиты 2000—2200 *м*.

Верхняя подсвита лучше изучена в бассейнах рек Анихеза и Лючихеза. Здесь она представлена существенно алевролитами с подчиненными им гравелитами и полимиктовыми песчаниками. У подножия горы Диволаза на нижнеанихезской подсвите залегают:

1. Алевролиты с *Aucellina* aff. *aptiensis* Pomp., *A.* cf. *caucasica* Buch., *Silesites*(?) sp. . . . . 6 *м*

2. Ритмичнопереслаивающиеся гравелиты, песчаники и алевролиты. Мощность ритмов 3—6 *м*, из них на гравелиты падает 0,5—1 *м*, на песчаники 1—4 *м* и на алевролиты до 2 *м* . . . . . 23 „

3. Алевролиты и песчаные алевролиты. Часто в них содержится рассеянная галька, а иногда линзы песчаников и гравелитов . . . . . 200 „

Изученная мощность 230 *м*.

В алевролитах горы Диволаза и в правом борту долины р. Анихеза И. В. Бурием, В. К. Мостовым и Ю. Г. Миролюбовым собраны: *Nucula* sp., *Aucellina* cf. *aptiensis, A.* cf. *caucasica* Buch, *Astarte* sp., *Dentalium* sp., *Silesites* (?) sp. (определения В. Н. Верещагина).

В долине р. Анихеза и в истоках Красной Речки наблюдается переслаивание гравелитов, полимиктовых песчаников, песчаных алевролитов и алевролитов. Мощность ритмов 6—10 *м*, при этом суммарная мощность гравелитов и песчаников редко превышает 0,3 *м*, остальная часть — алевролиты и песчаные алевролиты. Общая мощность подсвиты до 600 *м*. В бассейне р. Анихеза Е. Д. Касьян собрал: *Nucula* sp., *Aucellina caucasica* Buch, *A.* cf. *ucturiensis* Ver., *Silesites*(?) sp., в верховьях р. Красная Речка — *Aucellina* cf. *aptiensis* Pomp., *A.* ex gr. *caucasica* Buch, *Nucula* sp., а в бассейне р. Колумбе в 1961—1962 гг. Н. Ф. Васильев собрал: *Aucellina aptiensis* Pomp., *A. caucasica* Buch, *A.* cf. *pavlovi* Sok., *A.* cf. *ucturiensis* Vor., *Silesites* sp. (определения В. П. Коновалова).

В бассейне р. Бикин аналогичные отложения выделены В. И. Надежкиным по рекам Чинге, Улунге, Зеве и в других местах. По строению и составу они очень похожи на описанную выше анихезскую свиту. Только в верховьях р. Бикин в средней части наблюдаются небольшие конкреции и линзы глинистых известняков с фауной, а в верхней части редкие маломощные силлы порфиритов. Мощность этих отложений достигает 2800 *м*.

В бассейне р. Чинга В. И. Надежкиным собраны пелециподы, аммониты и морские ежи плохой сохранности. В бассейне р. Зева им же собраны аммониты из родов *Silesites* и *Sonneratia*, неопределимые пелециподы и иноцерамы.

В бассейне р. Кема разрез анихезской свиты отличается тем, что в ее верхней части присутствуют туфы и лавы порфиритов, туфоконгломераты и порфириты. В 1961—1962 гг. В. К. Мостовой и В. И. Высоцкий, изучавшие эти толщи, собрали значительное количество органических остатков почти по всему разрезу. Это *Leda* sp., *Aucellina aptiensis* Pomp., *A.* ex gr. *aptiensis* Pomp., *A. anadyrensis* Ver., *A.* cf. *caucasica* Buch, *Inoceramus* sp., *Variamussium* sp., *Entolium* sp., *Hulenites*(?) sp. (определения В. П. Коновалова).

https://jurassic.ru/

В 1938 г. из верхней части толщи Л. И. Красным по р. Такунже были собраны аммониты, которые Г. Я. Крымгольц определил как *Sonneratia jachromensis* Nik. и *Puzosia* cf. *planulata* Sow. Из форм, наиболее сходных с последней, он указал на *Puzosia gaudama* Fordes и *P. ishikawai* Jimbo из верхнего мела Японии. Но в последние годы в Приморье обнаружены аммониты, относящиеся к роду *Hulenites*, известные из нижнего мела в Америке и весьма схожие по внешним очертаниям с *Puzosia ishikawai* Jimbo. Из этого же слоя Е. С. Раммельмеер определила: *Nucula* (?) cf. *otsukai* Yabe et Nagao, *Cyrena* cf. *radiato-striata* Yabe et Nagao, *C.* cf. *shiroiensis* Yabe et Nagao, *Panopaea* aff. *gurgites* Brongn., *Trochus* sp.

В 1959 г. в этом же обнажении Ю. Г. Миролюбов собрал: *Nucula* sp., *Cucullaea* sp. и фораминиферы: *Haplophragmoides* ex gr. *nonionium* (Reuss), *H.* ex gr. *volulites* Rom., *Glomospira* sp. (определения В. Т. Балахматовой).

Общая мощность уктурской (анихезской) свиты в восточной части Главного синклинория достигает 4500 *м*. *

Лужкинская свита в бассейне р. Фудзин залегает согласно, а местами с размывом на анихезской свите. Она изучена В. Н. Яковлевым, Л. А. Неволиным, А. А. Асиповым, Ю. Г. Миролюбовым, В. П. Коноваловым и др. Все исследователи на основании тригониевой фауны параллелизуют ее с тригониевыми слоями бассейна р. Сучан, но В. Н. Яковлев их возраст рассматривал как сеноман-туронский, а Ю. Г. Миролюбов и В. П. Коновалов как апт-альбский. Разрез лужкинской свиты следующий:

1. Конгломераты мелкогалечниковые, буровато-серые. По простиранию часто переходят в песчаники с линзами конгломератов и тогда трудно отделимы от вышележащей пачки. В цементе конгломератов обнаружены: *Quadratotrigonia (Transitrigonia) fudsinensis* Mirol. (msc), *Quadratotrigonia (Transitrigonia)* sp. . . . . 20 *м*

2. Песчаники серые, темно-серые, мелкозернистые, полимиктовые, с линзами конгломератов и галькой, рассеянной по всей пачке. К конгломератам приурочены банки квадратотригоний плохой сохранности . . . . . 150 „

3. Песчаники серые, мелкозернистые, массивные, местами обогащенные растительным детритом . . . . . 120 „

4. Песчаники мелкозернистые, темно-серые, часто переходящие в алевритовые с *Nucula* sp., *Cyrena* sp., *Panopaea* sp., *Pleuromya* sp. и др. В верхах пачки наблюдается большое количество ходов илоедов . . . . . 360 „

Общая мощность до 700 *м*.

Севернее с. Нижние Лужки из описанной свиты разными исследователями собрано большое количество тригониид, из которых наиболее характерными являются: *Pterotrigonia pocilliformis* (Yok.), *P. sizaensis* (Vor.) (msc), *P. hokkaidoana* (Yeh.) и др. Необходимо отметить, что в бассейне р. Тумбайцы в этой толще зафиксированы в некоторых слоях лапилли порфиритов и примесь пеплового материала в цементе песчаников.

На основании фауны тригониид лужкинская свита хорошо сопоставляется с френцевской подсвитой Сучанского бассейна, возраст которой рассматривается как альбский.

В восточной части Главного синклинория, в бассейне р. Иман и его притоков (р. Береговая, р. Сяо-Нанца и др.), на уктурской (анихезской) свите согласно залегает толща песчаников и алевролитов

* Благодаря находке В. П. Коноваловым верхнеготеривской — барремской формы *Inoceramus aucella* Traut. подтверждена нижняя возрастная граница свиты. Указанная фауна найдена в бассейне р. Тетюхе примерно в 600 *м* выше подошвы свиты, которая в этом месте сложена терригенным двухкомпонентным флишем мощностью более 2400 *м*. В самой верхней пачке свиты им же обнаружены *Tropaeum* sp. и *Taxoceratoides* (?) sp.— формы характерные для апта.— *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

с тригониидами. Тригониды очень плохой сохранности, но по общему облику похожи на лужкинские. В бассейне р. Сяо-Нанца Ю. Г. Миролюбов собрал и определил: *Pterotrigonia* cf. *kotoi* (Yeh.), *Pterotrigonia* sp. indet.

В бассейне р. Кема лужкинской свите соответствует секунжинская свита, описанная В. И. Высоцким. Она развита к югу от р. Секунжа и до бассейна р. Белембе, где согласно залегает на анихезской свите и представлена песчаниками полимиктовыми и туфогенными с прослоями алевролитов. Мощность ее 570 *м*. В песчаниках обнаружена фауна: *Pterotrigonia* cf. *pocilliformis* (Yok.), *Quadratotrigonia (Transitrigonia) fudsinensis* Mirol. (msc), *Inoceramus anglicus* Woods, *I. concentricus* Park., *I.* cf. *solomoni* Orb., *Pleuromya* sp., *Cyprina* sp., *Dosiniopsis* sp., *Entolium* sp., *Laevidentalium* sp., *Scalpellum* sp. и др. Тригониды похожи на лужкинские, но имеют и некоторые отличительные черты. По мнению В. П. Коновалова, эти слои хорошо параллелизуются с лужкинской свитой. Возраст их на основании фауны датируется как альбский, даже, вероятнее всего, как средне-позднеальбский.

Прибрежная антиклинальная зона

Нижнемеловые отложения в этой зоне выходят на поверхность относительно небольшими участками среди поля более молодых вулканогенных образований. Они известны в бассейнах рек Таухе, Пфусунг, Ванчин, Аввакумовка, Тадуши, Тетюхе и др.

Впервые отложения этого возраста были установлены В. С. Булыго в 1929 г. в бассейне р. Пфусунг. В 1934 г. В. П. Михновичем в бассейне р. Таухе были обнаружены отложения берриасового возраста. В 1954—1956 гг. Р. И. Соколов в бассейне р. Тадуши выделил более молодые нижнемеловые образования. В 1958 г. отложения берриаса были установлены П. В. Маркевичем и Ю. С. Липкиным в бассейне р. Тетюхе, а в 1960 г. В. М. Велитченко и В. П. Коноваловым в бассейне р. Пфусунг. В 1950 г. Г. Т. Ваганов, а в 1956 г. Ю. С. Липкин в бассейне р. Тетюхе обнаружили альбские иноцерамы.

Берриас-валанжинские отложения Прибрежной зоны представлены таухинской и ключевской свитами.

Таухинская свита развита в бассейнах рек Таухе, Ванчин, Пфусунг, Аввакумовка и Тетюхе. Она залегает несогласно на отложениях верхнего палеозоя, триаса, юры (см. рис. 31, *Г-Г*, *Д-Д*). Наиболее хорошо ее разрезы изучены в бассейнах рек Таухе, Пфусунг и Тетюхе. По П. В. Маркевичу, несогласное залегание таухинской свиты на карнийских известняках наблюдалось на южных склонах горы Тавайза. Низы разреза представлены известковыми брекчиями с гравелитами и конгломератами преимущественно кремнистого и песчаникового состава. По мере удаления от известняков в брекчиях увеличивается количество терригенного цемента. Одновременно увеличивается количество обломков и галек кремнистых пород и песчаников. Весь переход имеет мощность от нескольких десятков до первых сотен метров.

В бассейнах рек Пфусунг и Ванчин таухинская свита залегает несогласно на отложениях предположительно юрского возраста. В. П. Коновалов по р. Левая Тавезга (правый приток р. Пфусунг) приводит следующий разрез:

1. Конгломераты средне- и мелкогалечниковые, темно-серые, с прослоями (линзами) гравелитов и разнозернистых полимиктовых темно-серых песчаников. Галька конгломератов представлена песчаниками, алевролитами, сланцами и кремнистыми породами. Размеры галек от 5 до 12 *см*. Цемент песчаниковый . . . . . 300 *м*

http://jurassic.ru/

2. Песчаники алевритовые, темно-серые, массивные с отпечатками стеблей растений. Среди них встречен прослой ракушника мощностью 10—15 *см*, состоящий из раковин *Ceratostreon* sp. и ринхонелид . . . . . 20 *м*

3. Алевролиты черные, массивные . . . . . 60 „

4. Пачки переслаивающихся (15—30 *см*) песчаников и алевролитов. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, массивные, алевролиты черные, массивные . . . . . 50 „

5. Гравелиты серые, с большим количеством ринхонелид, пектенид, тригониид, гастропод, реже встречаются *Olcostephanus* sp., *Berriasella* (?) sp. и др. . . . . 15 „

6. Пачка существенно алевритовых пород, представленная песчаными алевролитами и алевролитами с редкими маломощными прослоями песчаников серых, мелкозернистых. В алевролитах встречаются ядра пелеципод плохой сохранности, а в верхней части растительный детрит. В пади Никоновой, по-видимому, из этой пачки Р. И. Соколов в 1961 г. собрал растительные остатки, из которых Б. М. Штемпель определил: *Taeniopteris* sp., *Gleichenia portsildi* Sew., *G. rotula* Heer, *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Cladophlebis* sp., *Ptilophyllum cutchensis* Moris, *Podozamites gramineus* Heer . . . . . 380 „

Выше с незначительным размывом залегают породы ключевской свиты. Мощность базального слоя таухинской свиты от 15 до 300 *м*, в связи с этим и мощность свиты по разрезу составляет 550—825 *м*.

В бассейне р. Тетюхе, по данным П. В. Маркевича, таухинская свита мощностью до 1600 *м* несогласно залегает на верхнетриасовых известняках и среднеюрских (?) отложениях (см. рис. 31, *Г-Г*, *Д-Д*). Из этой толщи им собрана фауна *Nucula* sp., *Aucella terebratuloides* Lah., *Neocomites* sp., *Cerithium* sp., *Septaliphoria* sp. и др. (определения В. Н. Верещагина и В. П. Коновалова) и флора: *Cladophlebis* sp., *Nilssonia* sp., *Podozamites* sp. (определения С. И. Неволиной).

В бассейне р. Таухе в низах таухинской свиты в 1934 г. В. П. Михновичем были собраны ископаемые моллюски, определенные Н. С. Воронец как *Acila* sp., *Trigonia* sp. nov. (ex gr. *T. V-scripta* Kutschin), *Berriasella* sp., *Ammonites* sp. (cf. *Olcostephanus* sp.), *Neocomites* sp., *N.* aff. *occitonicus* Retow., *N. ussuriensis* Vor. (msc) и др. На основании этой фауны Н. С. Воронец пришла к выводу о берриасовом возрасте вмещающих отложений. В последующие годы эту толщу ошибочно относили к юре. В 1956 г. в этих слоях В. Н. Верещагин, Б. А. Иванов и Ю. Г. Миролюбов повторили сборы аналогичной фауны и подтвердили берриасовый возраст этой свиты.

В бассейне р. Аввакумовка, в левом притоке, расположенном 5 *км* западнее пади Кастафунова, в 1952—1954 гг. А. И. Жамойда собрал ядра *Ceratostreon*, определенные В. Н. Верещагиным как *Exogyra* ex gr. *flabellata* Goldf., *E.* cf. *localis* Mordv. var. *subtipica* Mordv., а также *Astarte* sp. В 1956 г. Н. С. Подгорная и А. И. Жамойда из этой толщи, но стратиграфически несколько выше собрали: *Coniopteris* sp., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Pagiophyllum* sp., *Nageiopsis* (*Podozamites*) sp., *Phyllites* (*Pitiophyllum*) sp., *Phyllites* (*Araucaria*) sp. Б. М. Штемпель, определявший эту флору, пришел к выводу о валанжинском возрасте вмещающих отложений. Н. С. Подгорная главным образом на основании фауны выделила толщу в кастафуновскую свиту альб-сеноманского возраста.

В 1960 г. В. П. Коновалов изучил разрез этой толщи и собрал фауну *Ceratostreon*, не отличимую от подобной фауны из таухинской свиты бассейна р. Пфусунг. В 1963 г. Ю. П. Бидюк и В. П. Коновалов по ключу Иванова (2,5 *км* западнее пади Кастафунова) помимо *Ceratostreon* собрали тригонииды рода *Myophorella*. Подобные тригонииды собраны В. С. Макаровым в 1963 г. по р. Синдзахе (бассейн р. Таухе) из таухинской свиты. Кроме того, совместно с тригониидами В. П. Коновалов обнаружил обломок аммонита *Neohoploceras*.

http://jurassic.ru/

Учитывая сходство разрезов и органических остатков таухинской свиты и толщи, описанной Н. С. Подгорной под названием «кастафуновская свита», последнюю следует рассматривать как аналог таухинской свиты. Термин «кастафуновская свита» излишний.

Ключевская свита залегает с небольшим размывом на таухинской свите. Она известна в бассейне р. Пфусунг в верховьях р. Янмутьхоуза и в верховьях р. Кривой (приток р. Тетюхе).

Наиболее полный разрез свиты наблюдается по р. Пфусунг. Здесь ключевская свита с незначительным размывом залегает на таухинской. Начинается она пачкой серых песчаников от мелко- до среднезернистых, с линзами конгломератов и гравелитов и единичными прослоями алевритовых песчаников. В этой пачке В. М. Велитченко и В. П. Коновалов собрали: *Aucella uncitoides* Pavl., *A. crassiocollis* Keys., *A. crassa* Pavl., *A.* cf. *sizranensis* Pavl. и др. Мощность пачки 200—220 *м*.

Выше с постепенным переходом залегает пачка темно-серых песчаников и черных алевролитов. Песчаники кварц-полевошпатовые, мелкозернистые, часто алевритовые, массивные, с червеобразными включениями алевритового материала. Из этой пачки в 1929 г. В. С. Булыго собрал, а В. И. Бодылевский определил: *Aucella solida* Pavl., *A. keyserlingi* Lah., *A. bulloides* Lah., *A. crassicollis* Keys., *A. inflata* (Toula) Lah., *Polyptychites* sp. В последующие годы сборы были повторены Т. Д. Дубейко, В. Н. Яковлевым, В. М. Велитченко, В. П. Коноваловым и др. На основании фауны ауцелл возраст толщи определяется как нижневаланжинский. Мощность пачки 350—375 *м*.

Выше с постепенным переходом залегает пачка плитчатых песчаников и черных алевролитов. Песчаники мелкозернистые, серые, горизонтальнослоистые, с большим количеством растительного детрита. Мощность пачки 125 *м*. Общая мощность свиты до 720 *м*.

В верховьях р. Янмутьхоуза ключевская свита залегает на таухинской и представлена песчаниковой пачкой мощностью 520 *м*, с линзами гравелитов и конгломератов и редкими маломощными прослоями алевролитов. Вышележащие слои перекрыты вулканогенными образованиями самаргинской свиты. В. П. Коновалов из сборов В. Г. Бабича отсюда определил: *Nucula* sp., *Aucella* ex gr. *keyserlingi* Lah., *A. uncitoides* Pavl., *A. crassicollis* Keys.

В верховьях р. Кривая в 1955 г. Р. Е. Остроумов собрал многочисленные остатки валанжинских ауцелл, из которых В. Н. Яковлев определил: *Aucella bulloides* Lah., *A. sokolovi* Bodyl., *A. wolossowitschi* Sok., *A. inflata* (Toula) Lah., *A. solida* Lah., *A. crassicollis* Keys. var. *gracilis* (Lah.) Sok. и др. Как отмечает Р. Е. Остроумов, в основании толщи залегают конгломераты и песчаники мощностью до 300 *м*, выше лежат переслаивающиеся алевролиты и песчаники и еще выше песчаники. П. В. Маркевич в 1961 г. отнес эту толщу к берриасу и определил ее мощность в 1000 *м*. Характер разреза толщи и фауна позволяют ее нижнюю часть сопоставить с ключевской свитой, но не исключено, что она является аналогом таухинской свиты.

Готерив—баррем. К этим ярусам относится существенно континентальная толща, выделенная Р. И. Соколовым (1960) в бассейне р. Сибайгоу (левый приток р. Тадуши) и названная им впоследствии кастафуновской свитой по сопоставлению с одноименной свитой бассейна р. Аввакумовка.

Эта толща залегает несогласно на триасовых и палеозойских образованиях. Наиболее полно изучены ее разрезы в долине р. Сибайгоу. Здесь в основании разреза залегают базальные конгломераты, состоящие из крупных галек размером до 5—15 *см*. Галька в конгломератах

http://jurassic.ru/

представлена кремнистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, известняками и туфами кварцевых порфиров. Мощность конгломератов около 110—120 *м*. Выше лежат чередующиеся конгломераты, песчаники, алевролиты. Мощность этой толщи, по данным В. П. Коновалова, 520 *м*. Выше базальных конгломератов в алевролитах Р. И. Соколовым и др. собраны многочисленные остатки растений, определявшиеся А. И. Кетовой-Турутановой. Ей удалось установить: *Neocalamites* sp., *Equisetites* sp., *Taeniopteris stenophylla* Krysht., *Gleichenia parvula* Heer, *Onychiopsis lipovetzkiensis* Pryn., *O.* cf. *elongata* (Geyl.) Yok., *Cladophlebis dunkeri* Schimp., *C. konstantinovskensis* Pryn., *C. tenifolia* Pryn., *Nilssonia* sp., *Phoenicopsis latior* Heer, *P. angustifolia* Heer. А. И. Кетова-Турутанова рассматривает их как характерные виды никанской (по А. Н. Криштофовичу) флоры Приморья.

В 1956 г. Р. И. Соколов провел дополнительные сборы растительных остатков, из которых Б. М. Штемпель (1959) определил: *Lycopodites* sp., *Gleichenia rotula* Heer, *Riffordia goeppertii* Dunk., *Dicksoniana acutipinnata* Pryn., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Matonidium goeppertii* Schimp., *Cladophlebis dunkeri* Schimp., *C. browniana* (Dunk.) Sew., *Pseudocycas steenstrupi* (Heer) Sew., *Nilssonia schaumburgensis* Dunk., *Zamiophyllum buchianum* (Ettingh.), *Selaginella* sp. и др. Этот комплекс флоры Б. М. Штемпель рассматривает как валанжин-готеривский.

Таким образом, рассматриваемая толща не является аналогом «кастафуновской свиты» бассейна р. Аввакумовка. Наличие общих видов флоры с сучанской серией позволило Второму Дальневосточному стратиграфическому совещанию отнести описываемую толщу к готерив-баррему.

Альбские морские отложения установлены на весьма ограниченной площади в Тетюхинском районе. В бассейне р. Монастырка на берриасовых отложениях с резким несогласием залегает толща конгломератов, песчаников и алевролитов мощностью до 400 *м*. В 1950 г. Г. Т. Ваганов в поле распространения этой толщи нашел ядро *Inoceramus concentricus* Parv., а в 1958 г. в этом же районе Ю. С. Липкин обнаружил такого же иноцерама. По возрасту эта толща сопоставляется с лужкинской и секунжинской свитами Главного синклинория и с френцевской подсвитой бассейна р. Сучан.

Бикинская зона

В Бикинской зоне нижнемеловые отложения представлены готерив-альбской уктурской свитой, развитой в Култухинской подзоне.

На хребте Самурском ранее была обнаружена характерная толща алевролитов и конгломератов, галька которых состоит также главным образом из алевролитов. Эта толща мощностью около 1800 *м* залегает несогласно на кремнистых сланцах и прорывается гранитами. З. В. Сидоренко в алевролитах обнаружила остатки аммонитов, которые Н. С. Воронец определила как представителей юрских *Rasenia* sp. Это определение послужило основанием в дальнейшем Н. А. Беляевскому, К. М. Худолею и другим рассматривать все эти отложения как юрские и соответственно выделять зону Нижне-Бикинского юрского прогиба. Такого же мнения придерживался и Б. Я. Черныш. Он повторил сборы остатков аммонитов в тех местах, где ранее их обнаружила З. В. Сидоренко. Новые сборы были изучены В. Н. Верещагиным, который установил остатки *Lytoceras* sp. indet. и аптскую *Deshayesites* cf. *consobrinoides* Sinz. Таким образом, толща, ранее относившаяся к юре, оказалась принадлежащей к уктурской свите.

http://jurassic.ru/

В бассейне р. Култуха, по данным Ф. Р. Лихта, уктурскую свиту слагают массивные и слоистые алевролиты, разнозернистые песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, полимиктовые гравелиты, мелкогалечниковые конгломераты *. Общая мощность свиты 2200—3500 *м*. Здесь в алевролитах были собраны остатки ауцеллин, из которых определены *Aucellina* (?) *caucasica* Buch, *A.* (?) cf. *aptiensis* Orb.

Выше, по данным того же автора, залегает толща гравелитов, конгломератов и песчаников мощностью 150—250 *м*. Органические остатки в ней не обнаружены и, исходя из ее стратиграфического положения ниже алчанской свиты, возраст этой толщи принимается альбским. Рассматриваемая толща сопоставляется с аналогичной толщей, содержащей фауну в смежной Алданской зоне (табл. 12).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые отложения представлены осадочными (континентальными и морскими) и вулканогенными породами. Континентальные распространены преимущественно в области палеозойской складчатости и в Главном антиклинории, морские — в области мезозойской складчатости. Вулканогенные породы, венчающие разрез верхнемеловых отложений, занимают обширные пространства вдоль восточного морского побережья, развиты на западном склоне Сихотэ-Алиня и спорадически встречаются в полосе предгорий.

Верхнемеловые осадочные образования, в отличие от нижнемеловых толщ, беднее охарактеризованы ископаемыми остатками. Возрастное расчленение их в большинстве случаев условно. Однако некоторые толщи настолько характерны, что без труда выделяются в различных, даже значительно удаленных друг от друга районах, например континентальные свиты Юго-Западного Приморья.

Границу между нижним и верхним мелом, по мнению большинства исследователей, следует проводить в нижней части кангаузской и алчанской свит выше слоев, содержащих *Inoceramus concentricus* Park. Однако для удобства изложения указанные свиты и одновозрастные с ними отложения описаны в составе верхнего отдела. Граница между мелом и палеогеном проводится по кровле слоев, содержащих комплекс флоры: *Sequoia fastigiata* Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Gredneria* sp., *Corylus maequarii* Forb., *Viburnum lasquereuxii* Ward. (флора из парастратотипа богопольской свиты; ключ Винский, бассейн р. Аввакумовка).

Ниже приводится характеристика верхнемеловых отложений по основным структурно-фациальным зонам.

Западно-Приморская, Южно-Приморская, Даубихинская зоны и прилегающие районы

В пределах рассматриваемой территории верхнемеловые отложения подразделяются на три основных комплекса пород: коркинскую серию сеноман-туронского возраста, даданьшаньскую свиту турон-нижнесенонского (коньякского?) возраста и приморскую свиту сенон-датского возраста. Кроме того, в Даубихинской зоне на небольшой площади залегает достоевская свита нижнесенонского (коньяк-сантонского) возраста.

* Кремнисто-глинистые и кремнистые породы отнесены Ф. Р. Лихтом к уктурской свите без достаточных оснований.

https://jurassic.ru/

Схема корреляции разрезов нижнемеловых

Ярус и подъярус		Зона	Характерные комплексы: Фауна	Характерные комплексы: Флора
Альб	Верхний	Stoliczkaia dispar Stoliczkaia blancheti Mortoniceras inflatum Dipoloceras cristatum	*Inoceramus concentricus* Park., *I. agnlicus* Woods, *Pterotrigonia pocillifornis* (Yok.) *Sonneratia* sp. *Hulenites* (?) sp. *Tetragonites* (?) sp.	*Onychiopsis psilotoides* (St. et. Webb) Ward., *Cladophlebidium dahuricum* Pryn., *Cladophlebis novopokrovskii* Pryn., *Elatides* ex gr. *curvifolia* (Dunk.) Nath., *Arthrotaxopsis expanosa* Font., *Aralia lucifera* Krysht., *Cisites* sp.
	Средний	Euhoplites lautus Hoplites dentatus Lycilliceras lyelli		
	Нижний	Danvilleiceras mammillatum Leymeriella tardefurcata		
Апт	Верхний	Diadochoceras nodosocostatum	*T.* aff. *duvalianus* (Orb.) *Aucellina caucasica* Buch., *A. aptiensis* Pomp.	*Polypodites verestchagini* Krassil., *Cladophlebidium dahuricum* Pryn., *Cladophlebis novopokrovskii* Pryn., *Nilssonia brongniartii* (Mant.) Dunk., *Araucariodendron oblongifolium* Krassil., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Zamiopsis dentata* (Font.) Berry.
	Средний	Cheloniceras subnodosocostatum Aconeceras nisum		
	Нижний	Deshayesites deshayesi	*Deshayesites* cf. *consobrinoides* Sinz.	
Баррем	Верхний	Silesites serononis	*Spitidiscus* aff. *rotula* Sow.,	
	Нижний	Nisklesia pulchella		
Готерив	Верхний	Pseudothurmannia angulicostata Subsaynella sayni		*Sphenopteris nitidula* (Yok.) Oishi, *Sagenopteris petiolata* Oishi, *Dictyozamites falcatus* (Morris), *Otozamites klipstonii* (Dunk.) Sew., *Nilssonia schaumburgensis* (Mant.) Dunk.
	Нижний	Crioceras duvali Acanthodiscus radiatus Lytoceras s. l. sp.		
Валанжин	Верхний	Saynoceras verrucosum	*Polyptychites* sp., *Aucella crassicollis* Keys., *A. crassa* Pavl., *A. keyserlingi* Lah., *A. inflata* (Toula) Lah., *A. uncitoides* Pavl.	*Asplenium nipponensis* (Oishi) Krassil., *Dictyozamites kawasakii* Fateiwa.
	Нижний	Kilianella roubaudiana		
Берриас		Berriasella boissieri	*Berriasella* sp., *Neocomites* sp., *Olcostephanus* sp., *Myophorella* sp., *Ceratostreon* sp., *Aucella volgensis* Lah., *A. terebratuloides* Lah.	*Asplenium nipponensis* (Oishi) Krassil., *Sphenopteris nitidula* (Yok.) Oishi, *Nilssonia schaumburgensis* (Dunk.) Nath.
		Berriasella grandis		

Подстилающие отложения

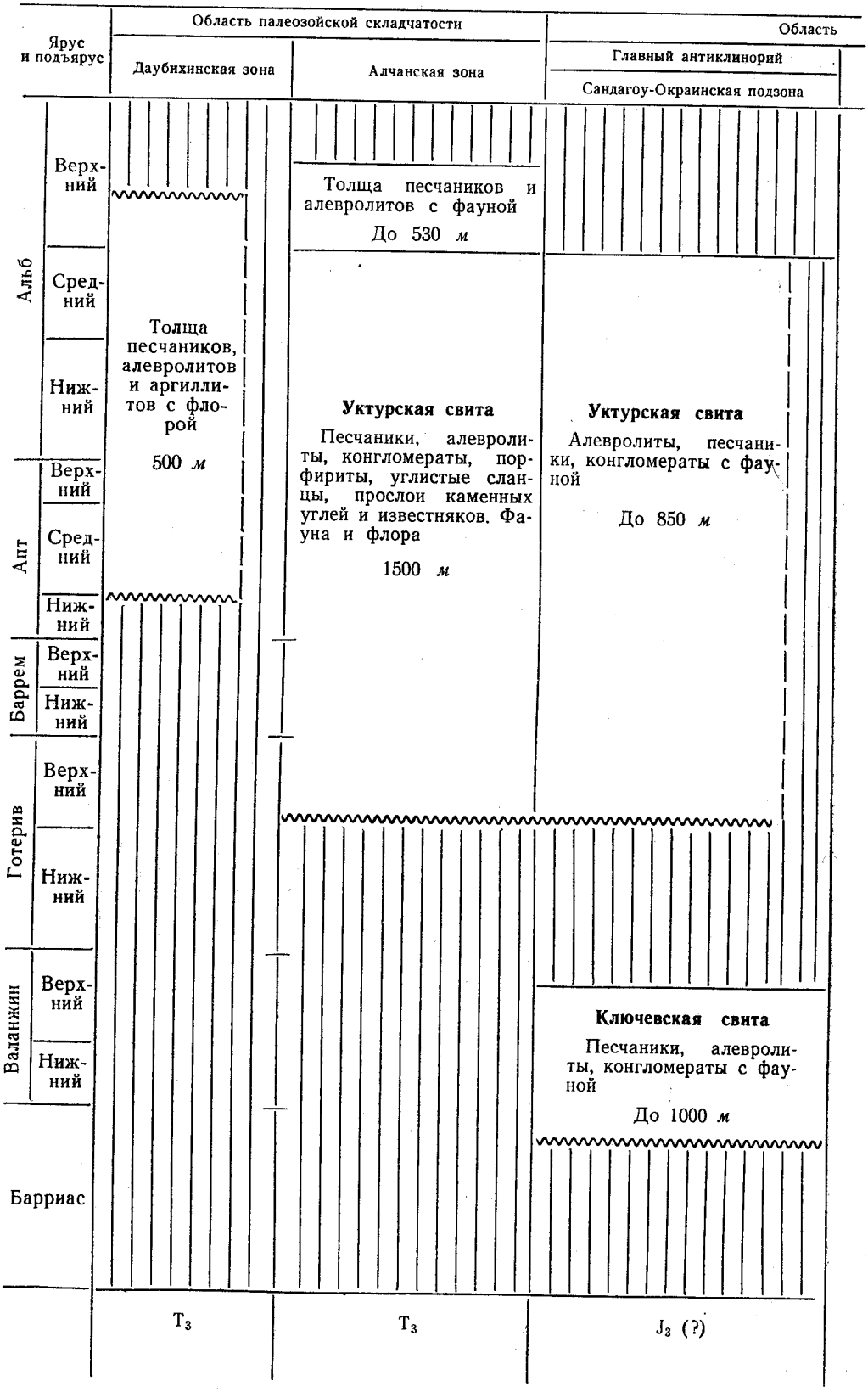
http://jurassic.ru/

Таблица 12

отложений Приморского края

Область палеозойской складчатости			
Западно-Приморская зона	Южно-Приморская зона		
Суйфунская подзона	Супутинская подзона	Сучано-Даданьшаньская подзона	
Северо-сучанская свита Конгломераты, алевролиты, песчаники, аргиллиты, пласты угля с фауной и флорой До 800 *м*		**Северо-сучанская свита** Алевролиты, песчаники, пласты каменного угля с фауной, флорой и микрофлорой До 800 *м*	Сучанская серия
Старосучанская свита Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, пласты угля с флорой До 600 *м*	**Старосучанская свита** Песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты каменного угля с флорой 650 *м*	**Старосучанская свита** Конгломераты, песчаники, алевролиты, пласты каменного угля с флорой, микрофауной До 600 *м*	
		Ключевская свита Песчаники, алевролиты, аргиллиты с фауной и флорой До 900 *м*	
J_3	?	?	

http://jurassic.ru/



http://jurassic.ru/

мезозойской складчатости

Главный синклинорий		Прибрежная зона	Бикинская зона / Култухинская зона
Лужкинская (секунжинская) свита Конгломераты, песчаники, алевролиты с фауной 700 *м*		Толща конгломератов, песчаников, алевролитов с фауной До 400 *м*	Толща гравелитов, конгломератов и песчаников 150—250 *м*
Уктурская свита Алевролиты, песчаники с фауной и флорой До 2500 *м*	**Уктурская (анихезская) свита** Алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, вверху порфириты и их туфы с фауной До 4500 *м*	Толща конгломератов, песчаников и алевролитов с флорой До 520 *м*	**Уктурская свита** Алевролиты, песчаники, аргиллиты, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, гравелиты, конгломераты с фауной 2200—3500 *м*
?		**Ключевская свита** Алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты с фауной До 950 *м*	
Толща алевролитов, песчаников и гравелитов с фауной До 2800 *м*		**Таухинская свита** Алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, кремнисто-глинистые породы с фауной и флорой До 1600 *м*	
J_2 (?)		J_3 (?)	

http://jurassic.ru/

Континентальные туфогенно-осадочные отложения изучали А. И. Козлов, М. А. Павлов, В. Н. Верещагин, А. И. Савченко, В. Н. Яковлев, И. И. Шарудо, Е. А. Перепечина, Ф. Р. Лихт, А. П. Шуплова, А. М. Мудров, В. П. Коновалов, В. А. Красилов, В. О. Соловьев и др.

Возраст указанных выше свит определяется в известной мере условно и различными исследователями по-разному. В. А. Красилов определяет возраст кангаузской свиты как альбский, Б. М. Штемпель и З. И. Вербицкая — как сеноманский, В. П. Коновалов (1964) — как альб-сеноманский, В. О. Соловьев и И. И. Шарудо (1962) объединяют достоевскую свиту с кангаузской и относят к альб-сеноману, хотя в первой и обнаружена сенонская флора.

Сеноман—турон. Коркинская серия расчленяется на нижнюю — кангаузскую и верхнюю — романовскую свиты *.

Кангаузская свита залегает с размывом на сучанской серии, а в северо-западной части Суйфунской подзоны и в Даубихинской зоне — на более древних породах. Эта свита представлена туфогенными («узорчатыми») и полимиктовыми песчаниками, зелеными алевролитами, а также гравелитами и конгломератами, приуроченными главным образом к нижней части свиты. Верхняя же часть сложена алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников. Фациальные изменения кангаузской свиты по простиранию заключаются в преобладании тех или иных разностей пород в разрезе. В бассейнах рек Суйфун и Даубихе и на Подгородненском месторождении в кангаузской свите встречены маломощные прослои или линзы углистых аргиллитов и реже линзы сажистых и зольных углей, не имеющих промышленного значения. Мощность свиты в разных районах различна. В Южно-Приморской зоне в направлении с востока на запад она изменяется в широких пределах. Вблизи главного Сучанского угленосного бассейна она 240 *м* и увеличивается до 650 *м* в бассейне верхнего течения р. Кангауз, далее на запад мощность снова уменьшается, и в низовьях р. Кангауз составляет около 500 *м*.

В бассейне р. Суйфун в кангаузской свите обнаружены многочисленные растительные остатки, изучавшиеся А. Н. Криштофовичем, В. Д. Принадой, а в последние годы В. А. Красиловым. Последний приводит общий список установленных здесь растений: *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) Ward., *Aneimia* sp., *Sphenopteris latiloba* (Font.), *Coniopteris naktongensis* (Yabe) Vachr., *Polypodites tenella* Pryn., *Cladophlebis virginiensis* Font., *C. frigida* (Heer) Sew., *Adiantites grossidentatus* Pryn., *A. toyarensis* Oishi, *Neozamites denticulatus* (Krysht. et Pryn.) Vachr., *Sphenozamites* sp., *Pterophyllum ussuriensis* Pryn., *Dictyozamites cordatus* (Krysht.) Pryn., *Tyrmia* aff. *pterophylloides* Pryn., *Nilssonia densinerve* Font., *N. ussuriensis* Pryn., *N. orientalis* Heer, *Ginkgo pluripartita* (Schimp.) Heer, *Baiera manchurica* Yabe et Oishi, *Cephalotaxopsis magnifolia* Font., *Cyparissidium gracile* Heer, *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *Pagiophyllum ambiguum* (Heer) Sew., *Laurophyllum* sp., *Celastrophyllum* cf. *latifolium* Font., *Dicotylophyllum* sp. Этот комплекс флоры В. А. Красилов рассматривает как альбский.

В бассейне р. Сучан из кангаузской свиты Б. М. Штемпель определил: *Equisetites yokoyamai* Sew., *Cladophlebis kuldenensis* Vachr., *Schizaeophyllum* sp., *Hymenophyllum* sp., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Acrostichopteris ussuriensis* Pryn., *Palibiniopteris (Cyathea) inaequipinnata* Pryn., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Agathis* (*Dammata*) cf. *borealis* Heer, *Araucaria* (*Pagiophyllum*) sp., *Cyparissidium*

* Название свит предложено Е. А. Перепечиной и И. И. Шарудо в 1956 г.

http://jurassica.ru/

gracile Heer, *Otozamites schenkii* Heer, *Nilssonia yukonensis* Holl. Приведенный комплекс растений Б. М. Штемпель рассматривает как сеноманский, З. И. Вербицкая, изучившая палинологические остатки из этой же свиты, также рассматривает их как сеноманские. На Стратиграфическом совещании в 1965 г. принято решение относить кангаузскую свиту к верхней части верхнего альба — нижнему сеноману.

Романовская свита залегает на кангаузской с постепенным переходом. Граница между ними условно проводится по первому появлению коричневых («шоколадных») алевролитов. Романовская свита представлена пестроокрашенными алевролитами (малиновыми, коричневыми, сиреневыми, зелеными и др.) и песчаниками полимиктовыми и туфогенными. Реже встречаются прослои туффитов и туфов среднего состава.

В Южно-Приморской зоне, в бассейне верхнего течения р. Кангауз, максимальная мощность романовской свиты 1800 *м*, в бассейне р. Даубихе до 2000 *м*, в бассейне р. Суйфун 500—600 *м*.

В бассейне р. Сучан в этой свите А. П. Шуплова обнаружила остатки *Ginkgo* sp. (определение С. И. Неволиной), а в бассейне р. Даубихе у с. Лукино А. А. Якушина в средней части свиты собрала и определила *Trigonioides turistschewi* Martins, *Cyrena* sp., *Unio* sp., *Bithynia* sp., *Planorbis* sp. На основании этой фауны А. А. Якушина определяет возраст романовской свиты как сеноман-туронский (точнее верхний сеноман — нижний турон).

Турон — сенон. Даданьшаньская свита* с размывом залегает на различных горизонтах коркинской свиты, а в долине р. Даубихеза — на домеловых образованиях. Свита сложена крупно- и мелкогалечниковыми конгломератами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, пестрыми алевролитами, псаммитовыми и агломератовыми туфами среднего состава и порфиритами. Наиболее полно разрез свиты изучен А. П. Шупловой по р. Левая Тудагоу, где свита разделена на три подсвиты.

Нижняя подсвита сложена крупногалечниковыми конгломератами, туфогенными алевролитами, туфами порфиритов и порфиритами. Средняя подсвита почти не содержит конгломератов, а состоит в основном из пестрых алевролитов и полимиктовых песчаников. В верхней подсвите опять значительную роль играют конгломераты и голубовато-серые туфогенные песчаники. Мощность всей свиты 1300 *м*.

В бассейне р. Даубихе в верхней части свиты встречаются единичные прослои агломератовых туфов порфиритов. Общая мощность свиты здесь 1000 *м*.

Конгломераты, входящие в состав свиты, представляют собой средне- и крупногалечниковые породы. Гальки размером от 0,5 до 30 *см* хорошо окатаны. Они состоят из алевролитов, кварцитов, кремнистых пород и кислых эффузивов. Песчаники полимиктовые и туфогенные, серые, мелко-, средне- и грубозернистые с углистыми остатками. Обломочный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, порфиритами. Цемент туфогенный.

На основании стратиграфического положения даданьшаньской свиты (между романовской и достоевской) ее возраст принимается турон-нижнесенонским (нижнеконьякским).

В Южно-Приморской зоне на даданьшаньской свите и более древних отложениях залегает толща порфиритов, которая по возрасту сопоставляется с частью даданьшаньской свиты, содержащей порфириты или их туфы. Это сопоставление основано на том, что порфириты по

* Название предложено Е. А. Перепечиной и И. И. Шарудо в 1956 г.

http://jurassica.ru/

своему составу не отличаются от порфиритов даданьшаньской свиты и подстилаются крупногалечниковыми конгломератами, имеющими полное сходство с базальными конгломератами даданьшаньской свиты и, наконец, перекрываются, как и последняя, кислыми эффузивами сенондатского возраста. Мощность порфиритов до 400 *м*.

Так, в верховье р. Цимухе, по данным В. В. Куликова (1960 г.), в основании толщи порфиритов залегают глыбовые и валунные конгломераты, содержащие гальку различных эффузивов, сцементированных глинисто-пепловым или известковисто-глинистым материалом. На них лежат туфы, туфобрекчии, туфогенные песчаники, лавобрекчии и порфириты пироксеновые, роговообманковые, кварцевые и др. Мощность толщи порфиритов 250—300 *м*. Органические остатки не найдены. Породы залегают несогласно на палеозойских и мезозойских образованиях и перекрыты кислыми эффузивами приморской свиты.

В Хасанской подзоне, по Б. И. Васильеву (1960 г.), порфириты, являющиеся вероятным аналогом этой толщи, залегают на размытой поверхности верхнепалеозойских гранитоидов. В их основании находится горизонт лавобрекчий мощностью до 20 *м*, с обломками позднепермских гранитоидов размером до 1 *м*. Выше залегают андезитовые порфириты, реже кварцевые порфириты, туфы и игнимбриты.

Наиболее широко распространены андезитовые порфириты — зеленовато-темно-серые породы, состоящие из пилотакситовой основной массы и мелких (0,5—2,0 *мм*) вкрапленников плагиоклазов и реже кварца. Стекловатый базис полностью разложился и замещен хлоритом, серицитом и эпидотом. Туфы порфиритов представлены витролитокристаллокластическими псаммитовыми и псефитовыми разностями. Они состоят из обломков кварца, полевых шпатов и эффузивных пород, сцементированных пепловым материалом. Общая мощность составляет здесь более 250 *м*.

Порфириты Гродековской подзоны, по Ю. Я. Громову (1959а, б), подобны вышеописанным. Их мощность до 400 *м*.

Сенон. Достоевская свита развита в бассейне р. Даубихе, где она выходит на поверхность у с. Достоевка, в верховьях и в приустьевой части р. Камагоу, а также на водоразделе ручья Широкого и р. Большая Речка. Рассматриваемая свита перекрывается эффузивами приморской свиты. У с. Достоевка в основании свиты скважиной вскрыты агломератовые туфы среднего состава, которые В. О. Соловьев рассматривал как интрузивное тело, прорывающее достоевскую свиту. Однако вероятнее, что достоевская свита залегает на туфах даданьшаньской свиты.

Достоевская свита представлена песчаниками от мелко- до среднезернистых, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами с прослоями углей мощностью в несколько сантиметров. Угли высокозольные и близко стоят к углистым аргиллитам. Изученная мощность свиты до 300 *м*.

Из этой свиты в 1939 г. А. К. Матвеев и М. Г. Золотов собрали флору, которую Б. М. Штемпель параллелизовал с партизанской флорой Тетюхинского района. В 1960 г. В. О. Соловьев и И. И. Шарудо провели дополнительные сборы флоры, из которых Б. М. Штемпель определил: *Isoetites onkilonicus* Krysht., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Nilssonia serotina* Heer, *Ginkgo multinervis* Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. anadyrensis* Krysht., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Cyparissidium gracile* Heer, *Betula* sp., *Populus hyperborea* Heer, *Magnolia* sp., *Platanus newberryana* Heer, *P. coloradensis* Know., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Viburnum* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht.

http://jurassica.ru/

В Сучано-Даданьшаньской подзоне стратиграфически выше порфиритов залегает толща песчаников с прослоями углей и с конгломератами в основании. Общая ее мощность 300 *м*. Толща вскрыта скважиной в 1964 г. в верховье р. Эрльдагоу (Даубихинской). Из этой толщи удалось выделить пыльцу покрытосеменных растений, составляющих 92% от общего спектра: *Proteacidites* (много), *Triprojectus* (очень много), *Mancicorpus* (очень много), *Aquilapollenites* (очень много), *Kryshtofovichiana* (много), *Liliacidites* (много). На основании изучения этих протистов В. С. Маркевич пришла к выводу о синхронности толщи с цагаянской свитой Амуро-Зейского прогиба.

Сенон—датский ярус. Приморская свита занимает обширную площадь в междуречье Сучан—Суйфун—Лефу—Даубихе и в ряде других районов. Свита сложена кварцевыми порфирами, фельзитовыми порфирами, дацитами, кварцевыми альбитофирами, их туфами, туфобрекчиями и игнимбритами.

Кварцевые порфиры представляют собой светло-серые массивные породы полосчатые и сферолитовые, с порфировой структурой. Порфировые выделения (размером 0,1—6 *мм*) представлены кварцем, олигоклазом, ортоклазом, редко опацитизированным биотитом. Их количество непостоянно. Основная масса состоит из криптокристаллического или мелкозернистого агрегата кварц-полевошпатового состава с мелкими чешуйками серицита. Изредка в кварцевых порфирах встречаются мелкие (до 1 *мм*) оплавленные обломки алевролитов, песчаников, порфиритов и фельзитов. Акцессорные минералы — циркон и апатит. Структура микрофельзитовая, микропойкилитовая, сферолитовая.

Кварцевые альбитофиры желтовато-белые, скрытокристаллические с редкими порфировыми выделениями альбита, иногда альбитизированного ортоклаза. Основная масса состоит из мелких выделений альбита, в промежутках между которыми развит мелкозернистый кварц, хлорит, рудный минерал, гидроокислы железа. Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон. Структура микролитовая.

Туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров представляют собой зеленовато-серые массивные породы со следами течения, полосчатые. Обломочный минерал представлен кварцем, ортоклазом, плагиоклазом, обломками алевролитов, песчаников, туфов, роговиков, порфиритов и кислых эффузивов. Структура псаммитовая, литокристаллокластическая, реже витрокластическая и кристаллокластическая. Связующая масса криптокристаллическая, пепловая.

На водоразделе рек Муладза и Судзухе (Ф. А. Пискунов, 1960 г.; М. И. Дедов, 1964 г. и др.) приморская свита образует покров, вытянутый в северо-восточном направлении, с севера и востока оборванный нарушениями. Покров сложен кварцевыми порфирами и их туфо- и лавобрекчиями, в различной степени раскристаллизованными и содержащими в том или ином количестве обломочный материал из подстилающих пород. Иногда это целые скальные отторженцы алевролитов, кремнистых пород или габбро.

Кроме покровов кислые эффузивы образуют гипабиссальные интрузивные залежи, мелкие субвулканические тела, часть которых, по-видимому, является подводящими каналами этих же эффузивных образований. Мощность приморской свиты 300—350 *м*, реже до 600 *м*.

Эта свита залегает с резким угловым несогласием на нижнемеловых отложениях коркинской серии и с небольшим угловым несогласием на даданьшаньской и достоевской свитах. Перекрывают ее на значительных пространствах неогеновые базальтоиды сандуганской свиты, на отдельных участках эоценовые и эоцен-олигоценовые угленосные отложения и эффузивы предположительно эоценового возраста.

http://jurassica.ru/

В Даубихинской зоне приморская свита была описана В. О. Соловьевым и Г. Р. Рошкован под названием дорофеевской. Она распространена в бассейне р. Даубихе, где слагает верхние части высоких сопок (горы Кузнецова Сопка, Двойная Сопка и др.) и залегает несогласно на коркинской и даданьшаньской свитах и перекрывается сияновской (самаргинской) и шуфанской свитами.

В бассейнах р. Камагоу, ручья Глубокий Ключ и др., по данным В. О. Соловьева (1962 г.), эту свиту слагают фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, туфы, туфобрекчии и туфогенно-осадочные образования. Фельзиты и фельзит-порфиры — белые и желтовато-серые породы. Редкие вкрапленники представлены плагиоклазом, редко биотитом. Туфы светлые, зеленовато-серые, желтовато-буроватые, плотные, массивные литокристаллокластические. Обломочный материал — полевые шпаты, кварц, фельзиты, черные алевролиты. Связующая масса стекловатая и пепловая. В бассейне р. Чао-Шангоуза Ю. В. Барвинок (1962 г.) выделил фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые альбитофиры, туфы. Общая мощность свиты около 750 *м*.

Эффузивы распространены шире, чем туфогенно-осадочные образования, их вмещающие. На левобережье р. Даубихе эффузивы перемежаются с туфами и туфогенно-осадочными породами. Они, вероятно, изливались на поверхность выравнивания, так как имеют близкую к горизонтальной подошву.

В 1958 и 1959 гг. в туффитах В. О. Соловьевым и Г. Р. Рошкован была собрана флора верхнемелового возраста (определение С. И. Неволиной): *Cladophlebis* sp., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Glyptostrobus* sp., *Sequoia* sp., отпечатки обрывков листьев покрытосеменных. Приморская свита занимает примерно такое же стратиграфическое положение, как дорофеевская и ольгинская свиты. По-видимому, верхние возрастные границы всех трех свит довольно близки, а нижние могут находиться на разных уровнях. Судя по флоре, содержащейся в ольгинской серии и дорофеевской свите, накопление отложений ольгинской серии началось значительно раньше.

О начале формирования приморской свиты сведения более скудные. Поскольку она залегает на достоевской свите, ее нижняя возрастная граница расположена выше нижней границы ольгинской серии. Вместе с тем эта граница может быть древнее, чем нижняя граница дорофеевской свиты. Таким образом, возраст приморской свиты находится в интервале средний сенон—датский ярус.

Датский ярус. Сияновская свита и винская толща имеют ограниченное распространение, залегая выше приморской свиты в бассейнах рек Даубихе, Улахе, Сучан, Суйфун и др.

Эти подразделения в указанных районах описывались под различными наименованиями, чаще всего как палеоценовые самаргинская и богопольская свиты (В. О. Соловьев и Г. Р. Рошкован, 1960 г.; А. А. Асипов, 1963 г. и др.) на основании сопоставления с одноименными свитами, выделявшимися в то время в Прибрежной зоне. Однако за последние годы был установлен меловой возраст самаргинской свиты и ее возрастного аналога — сияновской свиты. Кроме того, была выявлена принадлежность к датскому ярусу подавляющего большинства покровов кислых эффузивов и их туфов, ранее сопоставлявшихся с богопольской свитой. В качестве стратотипа этих эффузивов был принят разрез по ключу Винскому (бассейн р. Аввакумовка), а сами эффузивы объединены в винскую толщу (см. ниже).

В Даубихинской и Южно-Приморской зонах сияновская свита представлена сложным комплексом эффузивных и туфовых образований, состоящим из андезитов, порфиритов и дацитов и их туфов. Кроме

https://jurassica.ru/

того, в составе свиты обнаружены эруптивные агломератовые туфы. Андезитовые порфириты — зеленовато-темно-серые афировые и микропорфировые породы.

Дациты состоят из порфировых выделений плагиоклаза, псевдоморфоз кварца, гидроокислов железа и хлорита по роговой обманке и бурой стекловатой основной массы флюидального строения, чаще всего витрофировой или фельзитовой структуры. Стекло обычно разложено. Акцессорные минералы — апатит, рудный минерал, циркон, анатаз.

Кристаллокластические туфы и туфобрекчии состоят из угловатых обломков порфиритов, кремнистых пород алевролитов, пятнистых сланцев, полевых шпатов, кварца, рудного минерала, пироксена. Связующая масса пелитовая, пепловая. Мощность свиты до 300 *м*. Сияновская свита имеет почти горизонтальное расположение нижней границы. Она залегает на приморской свите и перекрывается (прорывается) андезито-базальтами эоцена.

К винской толще условно отнесены дациты и их туфы, развитые в среднем течении р. Даубихе (реки Камагоу, Янцыгоу и др.), а также кварцевые порфиры, туфы, туфобрекчии, порфириты и игнимбриты Улахе-Сучанского междуречья. В 1960 г. В. О. Соловьевым и Г. Р. Рошкован в среднем течении р. Даубихе, а в 1963 г. А. А. Асиповым в более южных районах эти отложения были описаны под наименованием богопольской свиты.

Алчанская зона

В Алчанской зоне в нижней части разреза верхнемеловых отложений залегает алчанская свита сеноман-туронского (?) возраста, выше лежит толща терригенных отложений, относящаяся к турону и сменяющаяся вверх по разрезу толщей порфиритов и их туфов. Верхняя часть разреза сложена толщей кислых эффузивов сенон-датского возраста.

Сеноман—турон. Алчанская свита распространена в междуречье Иман и Бикин в нижнем течении этих рек, а также на правобережье р. Бикин. Эта свита залегает с угловым несогласием на нижнемеловых отложениях и породах более древнего возраста (см. рис. 33, *А-А*).

По данным Б. Я. Черныша (1964 г.), в долине р. Бикин, в 0,7 *км* к востоку от с. Верхний Красный Перевал в основании алчанской свиты залегает пачка переслаивающихся туфогенных алевролитов и песчаников мощностью 10—12 *м*. Базальный слой алевролитов (до 30 *см*) насыщен галькой, представленной породами нижележащих толщ. В верхах этой пачки появляются туфы кислых эффузивов. Из средней части пачки Б. Я. Чернышом (1964 г.) и С. И. Неволиной собрана флора: *Cladophlebis delicatula* Yabe et Oischi, *Sphenopteris* cf. *goeppertii* Dunk., *Pterophyllum* cf. *lyellianum* (Dunk.) Sew., *Nilssonia* sp., *Taeniopteris* sp., *Baiera* sp., *Pagiophyllum* cf. *orientale* Krysht. et Pryn., *Elatocladus subzamioides* Moell., *Carpolithes* sp. По заключению С. И. Неволиной и С. А. Баюла, этот комплекс характерен для конца раннего мела. Состав спорово-пыльцевого спектра из пачки, по данным В. С. Маркевич, характерен для верхнего мела. Разрез алчанской свиты следующий:

1. Алевролиты и песчаники с флорой	14 *м*
2. Пачка переслаивающихся кварцевых альбитофиров, базокварцевых альбитофиров, фельзитовых порфиров, туфы и туфобрекчии альбитофиров	450—520 „
3. Авгитовые порфириты	350 „

http://jurassic.ru/

4. Пачка переслаивания базокварцевых порфиров, фельзитовых порфиров, порфиритов и туфов и туфобрекчий . . . . . 500—550 *м*

Общая мощность свиты до 1400 *м*.

Такой разрез свиты выдерживается не повсеместно. В бассейнах рек Бейцухе и Панихеза в первой и третьей пачках преобладают лавы и туфолавы кератофиров и альбитофиров. Вдоль границы с Главным антиклинорием в бассейне р. Бикин у сел Сиин и Олон, по данным В. М. Чмырева (1963 г.), свита представлена в основном пирокластическими породами. Это агломератовые и псаммитовые туфы альбитофиров, ортофиров, плагиопорфиров, стекла ортофиров и др.

Альбитофиры — светло-серые, зеленовато-серые, красновато-бурые, плотные породы с порфировой структурой. Порфировые выделения представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, большей частью альбитом, очень редко кварцем. Структура основной массы микрофельзитовая, реже микросферолитовая, близкая к ортофировой. Акцессории — апатит и рудный минерал. Альбититы имеют повышенную щелочность и приближаются к калиевым кератофирам. Иногда альбитофиры содержат включения обломков эффузивов и их туфов.

Туфы и туфобрекчии альбитофиров состоят из обломков кристаллов альбита, калиевого полевого шпата, кварца, редких обломков вулканического стекла и осадочных пород, сцементированных пепловым материалом. Авгитовые порфириты имеют порфировую структуру. Порфировые выделения представлены авгитом и плагиоклазом. Структура основной массы гиалопилитовая или пилотакситовая. По возрасту свита параллелизуется с коркинской серией.

Турон. К этому возрасту условно относится толща, залегающая, по данным О. Т. Литенко (1951 г.) и В. М. Чмырева (1963 г.), несогласно на алчанской свите и на всех нижележащих отложениях. Она распространена на правобережье р. Бикин и в бассейне р. Панихеза. Схематический разрез этой толщи, по данным В. М. Чмырева, следующий:

1. Конгломераты с хорошо окатанной галькой, состоящей из песчаников, кварцитов, яшм и туфов . . . . . 40—60 *м*
2. Песчаники от мелко- до среднезернистых, косослоистые, с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов . . 60—70 „
3. Песчаные алевролиты с обильным растительным детритом . . 20—30 „
4. Песчаники, аналогичные слою 2 . . . . . 100—120 „
5. Алевритовые песчаники, алевролиты, аргиллиты зеленовато-серые, пятнистые . . . . . 120—140 „

Общая видимая мощность 350—420 *м*.

В аргиллитах, обнаженных в верховьях р. Панихеза, В. П. Рыловникова собрала: *Onychiopsis* cf. *latiloba* (Font.) Berry, *Dicotylophyllum* типа *Menispermites* или *Proteaephyllum* (определение А. Н. Криштофовича). Эта толща, вероятно, соответствует по возрасту нижней части даданьшаньской свиты.

Сенон. Стратиграфически выше местами залегает толща порфиритов и их туфов общей мощностью до 400 *м*. Порфириты представляют собой темно-серые и зеленовато-серые породы. Порфировые выделения представлены андезином, замещенным серицитом, карбонатом и альбитом, и пироксеном (преимущественно авгитом).

Структура основной массы гиалопилитовая, пилотакситовая, изредка близкая к трахитоидной. Чаще всего она состоит из тонких лейст плагиоклаза, мелких зерен пироксена и рудного минерала, находящихся в буром вулканическом стекле. Акцессорные минералы: апатит, сфен и рудный минерал.

Туфы порфиритов (реже туфобрекчии) состоят из зерен плагиоклаза и пироксена, обломков порфиритов, их туфов и вулканического

https://jurassic.ru/

стекла, сцементированных пепловым материалом. Толща хорошо увязывается с порфиритами, залегающими как в составе даданьшаньской свиты, так и в других районах Приморья. На этом основании возраст их условно принимается как низы сенона (коньяк?).

Сенон—датский ярус. Толща кислых эффузивов развита в верховьях рек Большой Силан и Малый Силан и в бассейнах рек Челдонка и Бейцухе. К ним отнесены кварцевые порфиры, их туфы, дациты, реже туфобрекчии, незначительные прослои углистых алевролитов, аргиллитов (мощностью не более 40 *м*), линзочки угля (Б. Я. Черныш, 1964 г.). Осадочные породы приурочены к низам свиты.

Кварцевые порфиры — светлые, зеленовато-, голубовато- и красновато-серые породы с порфировой структурой. Вкрапленники — калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, оплавленный кварц, опацитизированные биотит и роговая обманка. Основная масса состоит из неиндивидуализированного кварц-полевошпатового вещества и кислого вулканического стекла. Акцессорные минералы: апатит, циркон, монацит и ильменит.

В риолитоидных дацитах в порфировых выделениях отсутствует калиевый полевой шпат, выделения в основном представлены цветными минералами и в незначительном количестве — кварцем.

Туфы кварцевых порфиров кристалло- и литокристаллокластические псаммитовые состоят из зерен кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, изредка обломков порфиритов, алевролитов, фельзитов и туфов кислого состава, сцементированных разложенным пепловым материалом.

Туфобрекчии псефитовые, литокластические и кристаллолитокластические, содержащие остроугольные и полуокатанные обломки порфиритов, алевролитов, альбитофиров и кварцевых порфиров, сцементированных мелкозернистым кварцем, хлоритом и продуктами разложения вулканического стекла. Общая мощность до 650 *м*.

Породы залегают на алчанской свите горизонтально или наклонно, но всегда с угловым несогласием и размывом в основании. Абсолютный возраст кварцевого порфира (верховье р. Челдонка) 96 млн. лет (лаборатория ПГУ, без учета воздушного аргона).

Датский ярус. Толща порфиритов, андезитов и туфов развита в бассейнах рек Грязная, Холмихеза, Черная Речка (Силанская) и Малый Силан. Как отмечает Б. Я. Черныш (1964 г.), толща порфиритов, андезитов и туфов залегает на кварцевых порфирах предположительно сенона—датского яруса. В ее составе преобладают красновато-бурые порфириты, изредка встречаются единичные прослои туфов порфиритов и темных андезитов. Порфириты красновато-бурые, реже зеленовато- и темно-серые. Вкрапленники представлены андезином, роговой обманкой и пироксеном. Мощность толщи до 400 *м*.

Толща липаритов распространена в бассейне р. Черная Речка (Силанская). Она залегает на толще порфиритов и несогласно перекрыта эоценовыми андезито-базальтами, толща состоит из розовых и сиреневых флюидальных липаритов с вкрапленниками калиевого полевого шпата и альбитизированного кислого плагиоклаза и стекловатой и микрофельзитовой основной массы. Мощность 100—150 *м*. Обе толщи к данию отнесены условно.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

В зоне Главного антиклинория верхнемеловые отложения имеют ограниченное распространение. К ним относится толща континентальных отложений нижнесеноманского возраста и дорофеевская свита кислых эффузивов сенон-датского возраста.

http://jurassic.ru/

Нижний сенон. Отложения этого возраста развиты в бассейне рек Тудагоу (приток р. Сандагоу) и Селенча. Они изучены Ю. Я. Громовым, В. К. Елисеевой, И. П. Макухиной и др.

Для бассейна р. Тудагоу И. М. Макухина приводит следующий разрез:

1. Конгломераты и гравелиты, состоящие из гальки и гравия кремнистых пород и алевролитов . . . . . 20 *м*
2. Песчаники серые мелко- и среднезернистые, с включениями обломков алевролитов . . . . . 80 „
3. Алевролиты черные, тонкослоистые, с обильными растительными остатками (определения С. И. Неволиной): *Cladophlebis* cf. *oerstedtii* (Heer) Sew., *Sphenopteris onkilonica* Krysht., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Platanus newberryana* Heer, *Viburnum* sp. . . . . 200 „

Общая мощность 300 *м*.

В бассейне р. Селенча аналогичная толща представлена слабо дислоцированными континентальными отложениями. Ю. Я. Громов (1954 г.) указывает, что нижняя часть толщи сложена буровато-серыми средне- и крупнозернистыми туфогенными песчаниками мощностью 100 *м*, а верхняя — черными алевролитами с маломощными прослоями светло-серых песчаников и линзовидными прослоями углисто-глинистых сланцев (мощность 200 *м*).

В левом борту р. Селенча, в 1,5 *км* выше впадения в нее ключа Партизанского, в алевролитах Ю. Я. Громов собрал *Baiera procrostinata* Krysht., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Metasequoia* sp. Определяя эти растительные остатки, А. Н. Криштофович пришел к выводу, что они, вероятнее всего, соответствуют верхам сенонского надъяруса. В 1955 г. В. К. Елисеева повторила здесь сборы, из которых М. О. Борсук определила: *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Torreya (Tumion) suspectum* Holl., *Taxospermum* sp., *Pinus hyperborea* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Widdringtonites subtilis* Heer.

В 1957 г. Ф. Т. Кинев в правом борту долины р. Селенча, в 1 *км* ниже устья ключа Федина, в алевролитах собрал *Baiera* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Thuja* sp. (по определению С. И. Неволиной относящиеся к сенону). Мощность толщи 300 *м*.

На водоразделе рек Сыдагоу и Эрльдагоу на нижнемеловых отложениях несогласно залегает толща зеленоватых туфогенных песчаников и алевролитов с горизонтом среднегалечниковых конгломератов в основании. По простиранию разрез фациально изменяется: в бассейне р. Малая Сыдагоу это ритмичночередующиеся конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты. Мощность ритмов от 15 до 50 *м*. Мощность толщи до 300 *м*.

Для этой толщи характерен зеленоватый цвет и преобладание алевритовых разностей пород над остальными примерно в 2—2,5 раза. Органических остатков в ней не обнаружено. Отложения толщи сходны с породами вышеописанной сенонской толщи. Описанные отложения в целом хорошо сопоставляются с достоевской свитой, но не исключено, что они имеют и несколько более древний возраст и соответствуют даданьшаньской свите.

Сенон—датский ярус. Дорофеевская свита представляет собой комплекс туфогенно-осадочных и вулканогенных пород кислого состава. Она была выделена и описана В. Н. Силантьевым в 1954 г. в бассейнах ключей Охотничьего и Дорофеева. Свита прослеживается широкой полосой вдоль зоны Центрального разлома от верховий р. Тудо-Ваку, через бассейны рек Нотто, среднее течение р. Фудзин в бассейны рек Селенча, Синтуха и Средняя Синанча.

http://jurassic.ru/

Свита залегает с резким угловым несогласием на отложениях валанжинского и верхнепермского возраста и перекрывается породами сияновской и богопольской свит с угловым несогласием (В. Н. Силантьев, 1955 г.; В. И. Надежкин, 1958 г.; А. А. Асипов, 1963 г.). В. И. Надежкин отмечает, что на водоразделе р. Нотто и первого правого притока р. Мокрая Канхоза в разрезе видно, как на палеозойских глинистых сланцах, падающих на юго-восток под углом 30°, лежат породы дорофеевской свиты, полого падающие на северо-запад.

Дорофеевская свита характеризуется разнообразием литологического состава и делится на две части. Нижняя мощностью 600 *м* сложена довольно часто чередующимися прослоями туфогенных конгломератов, песчаников, алевролитов и туффитов, в меньшей степени пепловых и литокристаллокластических туфов; верхняя часть мощностью 400 *м* представлена кварцевыми порфирами и их туфами, фельзитами, иногда флюидальными. Они имеют широкое распространение в бассейнах рек Малая Поперечка и Большая Поперечка и на правобережье р. Паугоу.

Характерными особенностями нижней части свиты являются резкая фациальная изменчивость пород по простиранию и наличие в основании разреза мощной пачки базальных крупноглыбовых туфогенных конгломератов, что свидетельствует о размыве, предшествующем накоплению туфогенно-эффузивного материала. Несмотря на то, что отложения дорофеевской свиты отличаются частым чередованием различных пород и сильной фациальной изменчивостью, характер их обычно остается одинаковым по всему разрезу.

Базальные слои дорофеевской свиты можно наблюдать на южном склоне водораздела ключей Охотничьего и Дорофеева. Здесь вскрыт непосредственный контакт между дорофеевской свитой и отложениями верхней перми. Базальные горизонты свиты представлены в основном туфогенными конгломератами и песчаниками с прослоями углисто-глинистых сланцев и алевролитов с постепенным увеличением количества туфогенного материала. Туфоконгломераты состоят из крупных окатанных и полуокатанных обломков андезитовых порфиритов, песчаников, кремнистых пород, гранодиорит-порфиров, алевролитов, роговиков, туфолав, туфов кварцевых порфиров, кварца, полевого шпата. Цементирующая масса представлена туфопесчаниками и туфогравелитами.

В. Н. Силантьев, а затем Б. А. Иванов, Е. Д. Касьян, В. И. Надежкин, И. З. Бурьянова из туффитов и пепловых туфов дорофеевской свиты собрали отпечатки флоры *Cephalotaxopsis* sp., *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *T. tinajorum* Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry., *Nordenskioldia borealis* Heer, *Platanus* sp., *Zelkova* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Rhamnus* sp., *Viburnum lesquereuxii* Ward var. *longifolium, Typha latissima* A. Br. (определения М. О. Борсук и С. И. Неволиной). Эта флора характеризуется отсутствием папоротников мезозойского типа и большим количеством хвойных и покрытосеменных растений, что приближает ее к флоре палеогена. Присутствие таких типичных верхнемеловых хвойных, как *Taxodium tinajorum* Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl. и др., дает основание считать ее датской.

Более поздние сборы флоры Б. И. Иванова, произведенные в 1963 г. в бассейне р. Санцахуза, содержат следующие виды: *Cephalotaxopsis magnifolia* Font., *C. intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *Pseudolarix arctica* Krysht. (плоды), *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Libocedrus* sp. I, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Zizyphus phosphoria* Krysht., *Arundo* sp. По мнению С. И. Неволиной, боль-

http://jurassica.ru/

шое видовое разнообразие *Cephalotaxopsis* более характерно для сенонских комплексов.

На правобережье р. Фудзин в светло-серой опоковидной породе Ю. Я. Громовым собраны остатки *Gramineae* sp., *Cyperacites* sp., *Trochodendroides* sp., по мнению А. Н. Криштофовича, датского возраста.

На правобережье р. Малая Синтуха Ф. Т. Киневым (1958 г.) обнаружены отпечатки *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Taxodium* sp., *Zizyphus phosphoria* Krysht., по определению С. И. Неволиной, верхнемелового возраста.

В верховье р. Синтуха в полувыемке лесовозной дороги в туффитах В. П. Феликсом (1960 г.) собрана флора: *Equisetum arctica* Heer, *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Cladophlebis* (?), *Ginkgo adiantoides* (Unger) Heer, *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Phyllites* sp.

На основании приведенных выше списков флоры возраст дорофеевской свиты определяется как верхнесенонский—датский.

Аналоги дорофеевской свиты были закартированы Ю. Н. Размахниным (1961 г.) по правому берегу р. Иман от устья р. Нижняя Синанча до пос. Санчихеза. Эти образования так же, как и южнее, простираются в северо-восточном, почти меридиональном направлении. Они залегают несогласно на осадочных породах среднеюрского и верхнепалеозойского возраста. В отличие от бассейна р. Нотто здесь внизу залегает толща эффузивов, вверху — туфогенно-осадочные отложения. Нижняя толща мощностью 100—150 *м* представлена чередующимися фельзитами, фельзит-порфирами, туфами и туфобрекчиями кварцевых порфиров и пепловыми туфами, а иногда в основании — конгломератами. Верхняя толща мощностью 50—150 *м* представлена конгломератами и гравелитами, в резко подчиненном количестве встречаются туфогенные аркозовые и полимиктовые песчаники. Галька конгломератов представлена аляскитовыми гранитами, кремнистыми породами, фельзитами и туфами. О. В. Шугаевская в песчаниках определила спорово-пыльцевой комплекс верхнемелового—палеогенового возраста.

Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня

В пределах Главного синклинория верхнемеловые отложения имеют наиболее полный разрез, причем значительная их часть представлена морскими осадками.

Верхнемеловые осадочные отложения в этой зоне изучены очень слабо. В северо-восточных районах края их трудно отделить от нижнемеловых толщ. Вулканогенные образования распространены незначительно, образуя главным образом субширотные полосы, по-видимому, связанные с крупными разломами.

Впервые морские верхнемеловые отложения были установлены Ю. Я. Громовым в 1954 г. в бассейне р. Селенча и А. С. Тишиной в 1956 г. в бассейне р. Самарга. В 1958 г. Ю. Н. Размахнин обнаружил предположительно верхнемеловых иноцерамов в бассейне р. Иман, В. Г. Плахотник — верхнемеловых моллюсков в бассейне р. Биамо, а в 1960—1961 гг. В. И. Надежкин установил аналогичные отложения в бассейне р. Бикин.

В рассматриваемой зоне выделены морские сеноман-туронские, турон-нижнесенонские отложения, континентальные нижнесенонские образования и эффузивы сенон-датского возраста.

Сеноман—турон. Отложения этого возраста установлены в бассейне р. Иман Ю. Н. Размахниным и в бассейне р. Биамо В. Г. Пла-

http://jurassica.ru/

хотником. Предполагается, что они залегают несогласно на нижнемеловых отложениях.

В бассейне р. Биамо, по данным В. Г. Плахотника, сеноман-туронская толща представлена внизу песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, а в верхах переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Песчаники полимиктовые и туфогенные, туфогенность пород увеличивается вверх по разрезу. Мощность толщи до 1500 *м*.

По правому борту р. Биамо, против устья р. Шалони, из нижней части толщи А. С. Тишина собрала: *Ostrea* sp., *Nucula* sp., *Exogyra* cf. *columba* (Lamark), *E.* cf. *conica* (Sow.), *Liostrea* ex gr. *rouvillei* Coquand, *Dentalium* sp. (определения И. И. Тучкова). А в 5 *км* от устья р. Биамо, на левом склоне ее долины, из верхней части были обнаружены остатки *Pecten (Camptonectes) cavanus* Stephenson, *Grammatodon caritatus* (Sow.), *Inoceramus teshioensis* Nagao et Matumoto, *I.* cf. *prafragillis* Stephenson, *Heterotrigonia subovalis* Jimbo, *Heterotrigonia* sp. indet., *Puzosia* ex gr. *spathi* Schimizu. И. И. Тучков, определивший фауну, пришел к выводу о сеноман-туронском возрасте вмещающих пород.

В бассейне р. Самарга, по В. Г. Плахотнику толща имеет мощность до 1600 *м* и залегает согласно на подстилающих породах. Она представлена переслаивающимися песчаниками полимиктовыми и туфогенными, алевролитами и туфами порфиритов. На левом склоне долины р. Ягума в песчаниках обнаружены: *Pecten* sp., *Variamussium* sp., *Lima* sp. А в междуречье Кукси—Бойго: *Heterotrigonia* ex gr. *subovalis* (Jimbo), *Nucula* sp., *Inoceramus* cf. *tychlajawajamensis* Ver. (in coll.), *Goniomya* sp., *Pleuromya* sp., *Entolium* sp., *Cucullaea* sp., *Brachyodontes* aff. *ornata* (Gabb.), *Exogyra* sp., *Turritella* sp., *Dentalium* sp., *Puzosia* sp., *Hemiaster* sp. indet. (*H.* cf. *judinkensis* Tolat.). Описанная толща, по-видимому, соответствует средней и верхней частям ларгасинской свиты Северного Сихотэ-Алиня *.

Турон—нижний сенон. К этому возрасту относится толща, развитая в бассейнах рек Самарга и Бикин.

В бассейне р. Самарга, по В. Г. Плахотнику, эта толща мощностью до 900 *м* представлена аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов. В ней собраны фауна: *Actaeonella* cf. *ovata* Pčel., *Brachyodontes* aff. *ornata* (Gabb.), *Ostrea* sp., *Glauconia* (?) sp., *Pseudomelania* (?) sp., *Vanikoroa* (?), *Trigonoarca* (?) sp., *Acila* sp., *Nucula* sp., *Dentalium* sp., *Hemiaster* sp. (определения В. Н. Вереща-

---

* В северо-восточной части Приморья выше уктурской свиты согласно, местами с небольшим размывом залегает толща зеленовато-серых и светло-серых полимиктовых песчаников, содержащих прослои алевролитов (в средней части толщи) и редкие прослои и линзы гравелитов и конгломератов. Общая мощность толщи до 1500 *м*. В ее нижней и средней частях собраны (по определению В. П. Коновалова) следующие формы: *Quadratotrigonia (Transitrigonia) judsinensis* Mirol., *Nucula* sp., *Leda* sp., *Lima* sp., *Corbula* sp., *Linotrigonia (Oistotrigonia)* sp. indet., *Actaeonella* cf. *orientalis* Pčel., *A.* cf. *dolium* Roemer, *A.* cf. *pecosensis* Stanton, *Nerinea* sp., *Cerithium* sp., *Leda* sp., *Lima* sp. Из верхней пачки мощностью 300—400 *м* собраны: *Actaonella* cf. *dolium* Roemer, *A.* cf. *prientalis* Pčel., *Nerinea* sp., *Liostrea* sp. Согласное залегание рассматриваемой толщи на фаунистически охарактеризованной уктурской свите и находки в совместном захоронении остатков актеонелл и тригониид ставит под сомнение существование в этом районе ларгасинской свиты сеноман-туронского возраста и удоминской свиты турон-сенонского возраста. По-видимому, описываемая толща является возрастным аналогом лужкинской свиты, хотя не исключено, что ее верхняя часть имеет сеноманский возраст. На геологической карте нижняя и средняя части этой толщи в бассейнах верхнего течения рек Бикин, Нахтахэ и Единска показаны как средне-верхнеальбские, а верхняя часть условно отнесена к сеноман-турону.— *Прим. ред.*

http://jurassica.ru/

гина) и флора: *Gleichenia sachalinensis* Krysht., *Cladophlebis* sp., *Ginkgo laramiensis* Ward, *Nilssonia* cf. *sachalinensis* Krysht. et Baik. (определения С. И. Неволиной).

Аналогичные отложения выделены В. И. Надежкиным в бассейнах рек Бикин и Зева и в приустьевой части р. Улунга, где они представлены песчаниками мощностью до 900 *м* с редкими прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. В приустьевой части р. Улунга он собрал *Actaeonella* sp., как и в бассейне р. Самарга. По-видимому, к турон—сенону может быть отнесена толща миндалекаменных порфиритов, распространенная в бассейне р. Самарга на водоразделе рек Джауса и Саня (Н. Н. Пагольский и М. Д. Сазонов, 1958 г.). Миндалины выполнены альбитом, кварцем, хлоритом, цоизитом и актинолитом.

Морские нижнесенонские отложения были установлены Ю. Я. Громовым в 1954 г. в бассейне р. Селенча (приток р. Фудзин) на основании находок *Inoceramus cardissoides* Goldf. (определения В. И. Бодылевского). Ю. Я. Громов считал, что этот иноцерам принадлежит к толще алевролитов мощностью около 2000 *м*, которые были выделены в селенчинскую свиту. В последующие годы ни Ю. Я. Громову, ни другим исследователям повторить сборы фауны не удалось. В настоящее время толща относится к уктурской свите, поскольку она залегает выше валанжинских отложений и перекрывается лужкинской свитой. Вопрос о принадлежности указанного иноцерама к этой толще остается открытым.

Сенонская континентальная толща имеет ограниченное распространение. Она залегает выше турон-сенонских отложений и сложена конгломератами, песчаниками и алевролитами мощностью до 1000 *м*. В обрыве горы Желтый Яр В. И. Надежкиным собрана флора *Aneimia* cf. *elongata* (Newb.) Knowlt., *Asplenium* cf. *dicksonianum* Heer, *Cladophlebis* sp., *Araucarites* (?) sp., *Protophyllocladus polymorphus* (Lesq.) Berry (определения С. И. Неволиной). Эта толща хорошо сопоставляется с нижнесенонскими отложениями Главного антиклинория и достоевской свитой. По-видимому, она является возрастным аналогом верхней части удоминской свиты.

Сенон—датский ярус. Эффузивы сенон-датского возраста подразделяются на два комплекса. Нижний представлен дорофеевской свитой, развитой в западной части зоны, и толщей кислых эффузивов, распространенной на побережье. Верхний комплекс в северной части края состоит из самаргинской свиты, залегающей в основании разреза, и толщи кислых эффузивов. В юго-восточной части зоны этому комплексу соответствуют сияновская свита и винская толща, их характеристика приведена в описании Прибрежной зоны.

Дорофеевская свита сенон-датского возраста известна на водоразделе рек Фудзин, Средняя Синанча и Левая Синанча. В верховье р. Фудзин Л. А. Неволин (1955 г.) подразделил ее на две части. Внизу залегают туфы кварцевых порфиров мощностью около 100 *м*, вверху — туффиты от псефитовых до алевритовых мощностью до 100 *м*. В слоистых туфах по ключу Чернокаменному (левому притоку р. Фудзин в ее верховье) Л. А. Неволин собрал отпечатки *Viburnum lesquereuxii* Ward var. *longifolium, Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Trapa* sp., *Equisetum* sp., *Cladophlebis* sp., *Pinus* sp., по мнению С. И. Неволиной, сенон-датского возраста.

По ключу Чернокаменному А. Н. Калягиным (1964 г.) были повторены сборы флоры. Среди отпечатков растений обнаружены *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Corylus* cf. *jeliseevii* Krysht., *Celastrus* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry., *Corylus* cf. *jeliseevi*

http://jurassic.ru/

Krysht. найден в сенонских комплексах бассейна р. Анадырь, *Thuja cretacea* (Heer) Newb. наиболее характерна для сенонских отложений Дальнего Востока, а в Приморье они встречаются и в датских и в переходных к палеогеновым толщах.

По данным Е. Д. Касьяна (1964 г.), в верховьях рек Иртыш, Базовая, Хантахеза, Большая Синанча и Красная Речка вулканогенные породы также отнесены к дорофеевской свите. Они залегают на осадочных отложениях мезозоя, вулканогенно-осадочных отложениях и андезитовых порфиритах сенона и представлены пепловыми туфами, туффитами, кварцевыми порфирами, липаритами и их туфами, туфолавами общей мощностью до 900 *м*. Кварцевые порфиры — светло-серые, зеленовато-серые породы с крупными порфировыми выделениями кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Основная масса скрытокристаллическая, местами микрокристаллическая.

Липариты — светлые флюидальные породы с порфировыми выделениями кварца, санидина и плагиоклаза (часто андезина), основная масса стекловатая, сферолитовая, микрофельзитовая.

В верховьях бассейнов рек Табайча, Куэнца, Березовая по левобережью рек Ороченка и Светлая вулканические образования представлены кварцевыми порфирами, туфолавами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туффитами, алевролитами. Их мощность до 800 *м* (Е. Д. Касьян, 1964 г.). Эти образования с резким угловым несогласием залегают на осадочных отложениях мезозоя и перекрываются андезитами и липаритами предположительно датского возраста. В верховьях р. Куэнца в нижней части разреза Е. Д. Касьяном собрана флора *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., на правобережье ключа Николаевского — *Betula* sp., *Sequoia* sp., в верховьях р. Нижняя Синанча в туфоконгломератах собраны *Viburnum* sp.

На водоразделе рек Нанца—Верхняя Кема распространены кварцевые порфиры и их туфы мощностью до 450 *м*. В вершине р. Лагерной в прослоях пепловых туфов и туффитов (А. И. Бурдэ, 1959 г.) были обнаружены *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Trochodendroides arctica* Heer, *Platanus* sp.

В бассейне верхнего течения р. Нанца Б. Я. Чернышом и др. (1958 г.) описан покров верхнемелового возраста, разделенный на три части: а) кварцевые порфиры и их туфы (150—200 *м*), б) порфириты андезитовые, диоритовые, дациты и их туфы (350—400 *м*) и в) кварцевые порфиры, их туфы, туфобрекчии и игнимбриты.

Флора, содержащаяся в туфогенно-осадочных породах среди дорофеевской свиты, по мнению С. И. Неволиной, указывает на ее верхнесенонский—датский возраст. Это хорошо увязывается с ее стратиграфическим положением выше слоев, содержащих сенонскую фауну и флору.

Толща кислых эффузивов распространена на побережье в северо-восточной части края, залегает на турон-сенонских морских и более древних отложениях с угловым несогласием и перекрывается мощными толщами эффузивов, обнажаясь на ограниченных площадях в нижнем течении рек Самарга и Единка, в верховье р. Нахтахе, в бассейне р. Адими (А. А. Трепалина и др., 1957 г.), в верховьях рек Дагды и Саня (Н. Н. Погольский и др., 1958 г.).

На водоразделе рек Адими и Самарга эта толща представлена кварцевыми порфирами различных оттенков серого цвета с крупными (1—3 *мм*) вкрапленниками кварца и плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата. В направлении на запад и юго-запад количество туфов увеличивается, и уже на водоразделе рек Самарга—Единка туфы и

http://jurassica.ru/

туфобрекчии преобладают. Прослои туфопесчаников встречаются в долине р. Адюга. В верховье р. Нахтахе преобладают кварцевые порфиры и фельзиты, туфов и туфобрекчий становится значительно меньше. В междуречьях Гааза—Хулими и ключ Круглый—р. Самарга, по В. Г. Плахотнику и А. С. Тишиной (1960 г.), преобладают туфолавы, реже туфы и лавобрекчии кислого состава. Туфолавы представляют собой темно-серые породы с порфировой структурой. Вкрапленники (3—5 *мм*) — кварц бипирамидальный с оплавленными гранями, плагиоклаз и калиевый полевой шпат, биотит, редко роговая обманка. Количество вкрапленников — 10—30% от всего объема породы. Основная масса микрофельзитовая. Характерно значительное количество обломочного материала, представленного эффузивами кислого и среднего состава. Туфы кварцевых порфиров светло-серые, алевритовые, псаммитовые, литокристаллокластические, содержат угловатые зерна кварца, полевых шпатов, обломки разнообразных пород. Связующая масса стекловатая, пепловая. Общая мощность толщи до 1000 *м*.

Органические остатки в этой толще не обнаружены, и ее сенондатский возраст устанавливается на основании стратиграфического положения выше слоев с сенонской фауной и флорой и ниже самаргинской свиты датского возраста.

Датский ярус представлен самаргинской свитой, выделенной В. А. Ярмолюком в 1946 г., и распространен в бассейнах рек Самарга, Единка, Нахтахе и на морском побережье. Эта свита залегает с размывом на толще кислых эффузивов и состоит из двух подсвит.

Нижняя подсвита сложена конгломератами, сцементированными лавой андезитового и дацитового состава, агломератовыми туфами, туфами андезитов и дацитов. Верхняя подсвита представлена преимущественно лавами андезито-дацитов и дацитов. Общая мощность свиты В. А. Ярмолюком определялась в 2200 *м*, а по данным более поздних исследований В. Г. Плахотника и др., ее мощность не превышает 1100 *м*.

В. А. Ярмолюк и геологи, работавшие позже (А. А. Трепалина, В. Г. Плахотник, Ю. А. Иванов и др.), считали самаргинскую свиту палеоценовой по ее залеганию выше толщи кислых эффузивов и ниже кузнецовской свиты эоценового возраста. На стратиграфическом совещании в 1965 г. мнения о возрасте самаргинской свиты разделились. С. А. Салун и другие считали, что ее следует относить к датскому ярусу, другие предлагали «оставить в палеоцене». В результате обсуждения было принято второе предложение. В бассейне р. Самарга между устьями ее притоков Иссими и Сабу в туфогенно-осадочных породах, относимых им к самаргинской свите, В. Г. Плахотник собрал следующую флору (определения С. И. Неволиной): *Platanus cuneifolia* (Brongn.) Vachr., *Pl. embicola* Vachr., *Pl.* cf. *cuneiformis* Krass., *Gleichenia sachalinensis* Krysht., *Viburnum* sp. cf. *V. sachalinensis* Krysht. et Baik., *Paliurus* sp., *Equisetum arctica* Heer, *Phyllites* sp. cf. *Cornus* sp., *Dryophillum* sp. cf. *D. whitmani* (Knowlt.), *Sassaphras* sp., *Vitis* sp. (?), *Grewiopsis* sp. (?). По мнению С. И. Неволиной, вмещающие флору породы верхнемеловые, в частности *Gleichenia sachalinensis* Krysht. не встречаются в более молодых образованиях.

Эти данные подтверждаются абсолютным возрастом туфолав дацитов с горы Вуэлля-Силени с водораздела Самарга—Агзу 75 млн. лет, определенным калий-аргоновым методом.

Толща кислых эффузивов обычно залегает согласно с постепенным переходом на самаргинской свите, местами несогласно перекрывая более древние породы. Эта толща слагает верхние части

http://jurassica.ru/

водоразделов в междуречьях Единка—Ахобе, Самарга—Нельма и др., а также обнажается из-под покровов базальтов в днищах долин в бассейнах рек Светлая, Кузнецова, Тахобе, Кхуцин и др. Описываемая толща сложена кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, плагиопорфирами и кварцевыми плагиопорфирами, реже липаритами и их туфами, туфобрекчиями и туфолавами. Туфы и туфобрекчии часто слабо уплотнены, приурочены к верхней части свиты. Изредка встречаются туфогенно-осадочные породы и линзы витроандезитов. В кварцевых порфирах почти всегда присутствует биотит. Породы этой толщи обычно имеют светлый оттенок — белый, голубовато-белый, желтовато-серый, реже сиреневый или коричневый. Для них характерны сферолитовая или флюидальная текстуры. Мощность толщи колеблется в широких пределах, местами достигая 800 *м*.

Возраст этой толщи большинством исследователей принимался палеоценовым на основании тех же данных, какие были изложены при описании самаргинской свиты. С. А. Салун и В. Г. Плахотник (1960) пересмотрели данные о стратиграфическом положении туфогенно-осадочных слоев, содержащих растительные остатки в бассейне р. Тахобе. В. А. Ярмолюк, а впоследствии Ю. А. Иванов и др. считали, что указанные слои венчают разрез толщи кислых эффузивов, относящихся к ольгинской серии. С. А. Салун и В. Г. Плахотник в 1958 г. пришли к заключению, что указанные эффузивы согласно залегают на самаргинской свите и представлены светлыми фельзитами с флюидальной и сферолитовой текстурой и их туфами. Выше залегает пачка переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, песчаников, их туфогенных разностей и белых туфов кислого состава. Из этой пачки М. О. Борсук по сборам В. А. Ярмолюка определила: *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Sequoia ambigua* Heer, *Pinus* sp., *Salix* sp., *Juglans nigella* Heer, *Credneria* sp. (cf. *C. daturaefolia* Ward.), *Fraxinus jukonensis* Holl., *Tilia* sp., *Grewiopsis populifolia* Ward, *G. microdentata* Bors., *Pterospermites* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Celastrus borealis* Heer, *Protophyllum* sp., *Vibirnum tilioides* Ward, *Rhamnus pseudoholdiana* Holl.

Перечисленные растения, по единодушному мнению палеоботаников, указывают на датский возраст вмещающих пород, хотя абсолютный возраст лав липаритов (коллекция Г. П. Вергунова) из бассейна верхнего течения р. Иман 58 млн. лет и туфов — 60 млн. лет (определения Н. И. Полевой) указывает на их принадлежность к палеоцену. Описанная толща по составу, стратиграфическому положению и возрасту соответствует богопольской свите Тетюхинского района.

Прибрежная зона

В рассматриваемой зоне верхнемеловые отложения представлены вулканогенными и туфогенно-осадочными породами. Они подразделяются на следующие свиты или толщи: толща туфогенно-осадочных пород предположительно сеноманского возраста, петрозуевская свита туронского возраста, толща нижнесенонских порфиритов, ольгинская серия сенон-датского возраста, сияновская свита и винская толща датского возраста.

Сеноман. Толща туфогенно-осадочных пород залегает в основании разреза верхнемеловых эффузивов и обнажается на весьма ограниченных участках. По данным В. И. Рыбалко (1965 г.), в бассейне р. Большая Синанча, по ключу Каменному эта толща с резким угловым несогласием залегает на валанжине, имея в основании базальные конгломераты. Толща сложена туфопесчаниками, туфоалевроли-

http://jurassica.ru/

тами и туфами кварцевых порфиров общей мощностью около 200 *м*. Отсюда В. И. Рыбалко была собрана пресноводная фауна *Palaeolynceus novojilovi* Kapelka, *Protopidurus* sp., указывающая, по мнению определявшего ее А. Н. Олейникова, на вероятный апт-альбский возраст толщи. Флора, собранная из этих же слоев, по определению С. И. Неволиной, представлена *Brachyphyllum* cf. *crassicaule* Fontaine, *Agathis (Dammara)* sp. (шишечная чешуя), *Dictiozamites*? sp., шишки, возможно, *Ciparissidium* sp. или *Brachyphyllum* sp., *Brachyphyllum* cf. *crassicaule* и *Agathis* sp., сходный с *Agathis borealis* Heer, известны в гиляцкой флоре Сахалина (сеноман—турон), в сеномане Урала, сеноне Вилюйской впадины, в верхнемеловых флористических комплексах Европы и Северной Америки. На основании этих данных возраст описанной толщи условно принят сеноманским.

Турон. Петрозуевская свита, выделенная в 1956 г. Н. С. Подгорной по р. Петрозуевке, распространена на восточном склоне Сихотэ-Алиня в бассейнах рек Аввакумовка, Тетюхе, Ахобе, Большая Синанча и др. Ее изучали Н. С. Подгорная, Р. И. Соколов, Е. В. Быковская, Ф. И. Ростовский, В. В. Ветренников и др. Эта свита залегает с угловым несогласием на баррем—альбе и более древних отложениях, с угловым несогласием и размывом перекрывается сенонскими порфиритами. В нижней части разреза свита сложена пресноводными туфогенно-осадочными отложениями, а верхняя — вулканогенными. В составе принимают участие конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, андезитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии, туфопесчаники, туффиты и пепловые туфы. Мощность свиты до 300 *м*. Органических остатков в петрозуевской свите не обнаружено, и ее возраст условно принимается как турон на основании стратиграфического положения. Описанная свита, по-видимому, соответствует нижней части даданьшаньской свиты.

Нижний сенон. Толщу порфиритов, условно относимую к этому надъярусу, изучали различные исследователи. Г. П. Воларовичем (1933 г.) она описана как нижняя часть «ольгинских кварцевых порфиров», М. П. Русаковым (1936 г.) — как нижняя эффузивная толща, С. А. Салуном — под названием синанчинской свиты, И. И. Берсеневым (1950, 1956 гг.) — как сенонский комплекс порфиритов, Р. Е. Остроумовым (1954 г.) — как толща порфиритов. Е. В. Быковская (1960) выделила порфириты в базовую свиту, Р. И. Соколов (1956) эти же порфириты объединил с порфиритами петрозуевской свиты. Описываемая толща перекрыта ольгинской серией. Изучена она в основном по береговым обрывам на морском берегу.

Толща сложена андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, туфами смешанного состава, туффитами, туфоалевролитами. Среди порфиритов преобладают кварцсодержащие, реже пироксеновые и роговообманковые разности.

По В. И. Рыбалко (1962), в основании толщи преобладают черные пироксеновые андезитовые порфириты, выше — роговообманковые и кварцевые разности, еще выше — андезито-дациты и дациты. В бассейне р. Большая Синанча в самых низах толщи залегают туфы порфиритов, переходящие выше в порфириты и кварцевые порфириты. По правобережью р. Иодзыхе, по В. В. Ветренникову (1963), нижнюю часть толщи слагают пироксен-амфиболовые андезитовые порфириты, а верхнюю — пироксеновые порфириты и их туфы. Общая мощность толщи до 800 *м*.

Порфириты бассейна р. Тадуши, по Е. В. Быковской (1960), являются более кислыми по составу сравнительно со средним составом, по Дели, они отвечают андезито-дацитам, кварцсодержащим пор-

http://jurassica.ru/

фиритам или близки к андезитам. Наблюдается незначительное пересыщение глиноземом и обеднение щелочами, при этом натрий преобладает над калием. У них небольшое количество порфировых выделений, цветных минералов не более 15% от всех порфировых выделений. Интенсивно проявлены опацитизация, карбонатизация, хлоритизация и серицитизация. Ф. И. Ростовский (1962 г.) находит подобные особенности у порфиритов бассейна р. Большая Синанча.

В толще порфиритов органические остатки не обнаружены. Ее нижнесенонский возраст принимается на основании сопоставления с порфиритами, залегающими в смежных зонах среди отложений, содержащих турон-нижнесенонскую фауну. Абсолютный возраст порфирита с мыса Скалистого, по определению Н. И. Полевой, 95 млн. лет.

Сенон — датский ярус. Ольгинская серия была выделена Г. П. Воларовичем в 1936 г. под названием свиты ольгинских кварцевых порфиров. В дальнейшем А. Ф. Баранов, П. С. Бернштейн, Л. И. Красный и др. установили, что в эту свиту были включены более молодые палеогеновые эффузивы. В 1946—1952 гг. эффузивы Прибрежной зоны изучали И. И. Берсенев, Ю. М. Вдовин, Ю. А. Иванов, В. Г. Плахотник, А. Б. Разживин, С. А. Салун, И. В. Саргина, М. А. Фаворская и др. Этими исследователями описываемая свита расчленялась на ряд толщ, однако собственные названия им не присваивались. В настоящее время в соответствии с решениями Второго Дальневосточного стратиграфического совещания ольгинская серия разделяется на две свиты — арзамазовскую (кисинскую) и монастырскую (рис. 13).

Арзамазовская (кисинская) свита, по Е. В. Быковской и Н. С. Подгорной (1959), распространена в бассейне р. Аввакумовка и в районе пос. Тетюхе. Наиболее детально эта свита изучена в бассейнах рек Тетюхе и Горбуша. По данным Ю. Т. Гурулева, она с резким угловым несогласием залегает на неровной поверхности сильно дислоцированных мезозойских отложений. На участках, где свита выполняет грабены, формировавшиеся во время ее накопления, ее слагают туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров, переслаивающиеся с туффитами, туфоалевролитами и конгломерато-брекчиями. Мощность свиты 1000—1500 *м*.

На поднятых участках фундамента туфогенно-осадочные породы отсутствуют, а мощность свиты уменьшается до 100—250 *м*. В основании свиты среди туфов залегают крупные, иногда гигантские глыбы подстилающих пород, достигающие нескольких сотен метров в поперечнике.

Вулканокластические породы свиты состоят из угловатых, слегка оплавленных зерен кварца и кислого плагиоклаза, остроугольных обломков песчаников, кремней, туфов кислого состава, реже алевролитов и андезитов, сцементированных тонким пепловым, иногда пепловоглинистым материалом.

В верхней части разреза свиты, в бассейнах ключей Арзамазовского, Шубинского и Партизанского, в разное время Г. П. Воларович, Н. А. Раков и Е. К. Дацко, Р. Е. Остроумов, А. Д. Колчина, В. К. Ротман, О. П. Бородин и другие собрали следующую флору: папоротники (26,0%) — *Asplenium foersteri* Deb. et Ett., *Cladophlebis* sp., *C. septentrionalis* Holl., *C. frigida* (Heer) Sew., *Saccoloma gardneri* (Lesq.) Knowlt.; хвощи (4,4%) — *Equisetites* sp.; цикадофиты (4,4%) — *Nilssonia* sp..; хвойные (21,7%) — *Pinites* sp., *Pinus* sp., *Taxodium* sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Tumion gracillimum* Holl.; покрытосеменные (43,5%) — *Dicotilophyllum* sp., *Populus* sp., *Platanus cuneifolia* Brongn., *Paliurus* sp., *Trapa microphylla* Lesq., *Paraengelhardtia* sp., *Zizyphus* sp., *Viburnum tiutichoensis* Krysht.,

http://jurassica.ru/

V. lesquereuxii Ward var. *longifolium, V. nudinervis* Baik. Перечисленные растительные остатки по первым неполным сборам А. Н. Криштофович и Т. Н. Байковская относили к сеноман-турону, М. О. Борсук, Б. М. Штемпель, В. Н. Яковлев и С. И. Неволина — к позднему сенону. Последнее мнение подтверждается данными абсолютного возраста в 79—89 млн. лет, полученными в лаборатории Приморского геологического управления.

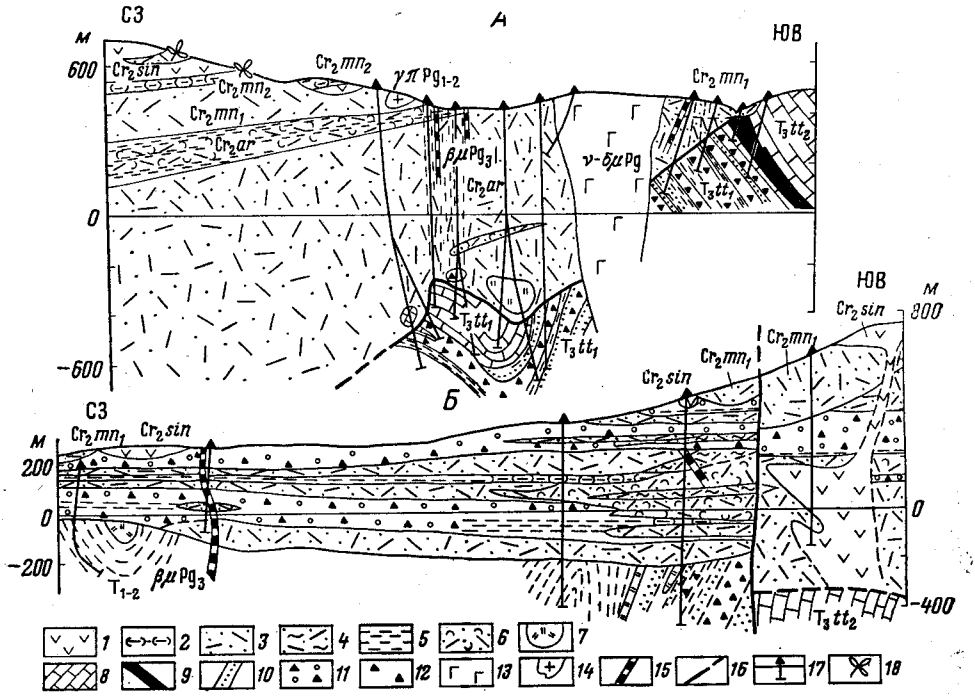


Рис. 13. Разрезы верхнемеловых отложений в верховье пади Николаевской (*А*) и по правому борту долины р. Нежданка (Б). По Ю. Т. Гурулеву

1 — андезиты, их туфы; *2* — фельзиты, туффиты, алевролиты; *3* — туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров; *4* — то же и пепловые туфы; *5* — алевролиты; *6* — туфы кварцевых порфиров, туффиты, алевролиты, конгломерато-брекчии; *7* — кремнистые породы; *8* — известняки; *9* — диабазовые порфириты, диабазы; *10* — песчаники; *11* — брекчии; *12* — брекчии кремнистых пород; *13* — габбро, кварцевые габбро, диориты, диоритовые порфириты ($\nu\delta\mu Pg$); *14* — гранит-порфиры ($\gamma\pi Pg_{1-2}$); *15* — дайки диабазовых ($\beta\mu Pg_3$), андезитовых ($\alpha\mu Pg_1$) и диоритовых ($\alpha\mu Pg_3$) порфиритов; *16* — разрывные нарушения; *17* — буровые скважины; *18* — места находок флоры. Свиты: Cr_2sin — сиановская; Cr_2mn_2 — верхняя и Cr_2mn_1 — нижняя подсвиты монастырской; Cr_2ar — арзамазовская; T_3tt_2 — верхняя и T_3tt_1 — нижняя подсвиты тетюхинской

Е. В. Быковская предполагала, что арзамазовская свита залегает на кисинской. Однако, как показали последующие работы, арзамазовская свита в Тетюхинском районе везде ложится на фундамент, а слагающие ее туфы по простиранию переходят в туфы кисинской свиты.

Монастырская свита залегает на размытой поверхности арзамазовской и подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена однообразной толщей светло-серых литокристаллокластических туфов кварцевых порфиров и имеет мощность до 350 *м*.

Верхняя подсвита ложится с размывом либо на нижнюю подсвиту, либо на различные части разреза арзамазовской свиты. В нижней части разреза подсвита представлена пепловыми и псаммитовыми туфами с линзами витрокристаллокластических туфов и редкими про-

https://rarasia.ru/

слоями псаммитовых туффитов. Границы между отдельными разновидностями пород как четкие, так и постепенные. Примесь терригенного материала незначительна. Местами в относительно хорошо отсортированных разновидностях туфов и туффитов присутствуют вулканические бомбы туфов кварцевых порфиров.

Вверх по разрезу крупность составляющих породу обломков постепенно уменьшается. В отложениях развивается хорошо выраженная слоистость, обусловленная четким переслаиванием туффитов, пепловых туфов и алевролитов. Внутри отдельных слоев проявляется сортировка по крупности: более крупный материал концентрируется в основании слоя. Границы между отдельными слоями, как правило, резкие. Иногда наблюдается косая и волнистая слоистость. В самой верхней части разреза, среди тонкозернистых песчаников и плитчатых алевролитов, отмечаются тонкие выклинивающиеся прослойки и линзочки углистого вещества. В туфогенных и осадочных породах заключены многочисленные отпечатки флоры. Мощность подсвиты до 300 *м*, а общая мощность монастырской свиты 600—650 *м*.

Из верхней части разреза верхней подсвиты А. Д. Колчина (1952 г.), О. П. Бородин (1961 г.), В. А. Сапожников (1961 г.), В. И. Рыбалко и Б. А. Соколов в 1963 г. в пади Николаевской собрали флору сенон-датского возраста, по определениям С. И. Неволиной: *Equisetites* sp., *Betula* sp., *Pinus* sp., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Sequoia langsdorfii* (Br.) Heer, *S. reichenbachii* (Gein.) Heer, *Taxodium distichum miocaenum* Heer, *T. dubium* (Sternb.) Heer, *T. tinajorum* Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Alnus kefersteinii* (Goepp.) Unger, *Ulmus* sp., *Quercus* sp., *Celastrophyllum subundulatum* Krysht., *Fagus* sp., *Trapa microphylla* Lesq., *Zizyphus* sp., *Corylus jeliseevii* Krysht., *Platanus* sp. Значительно раньше Н. А. Раков и Е. К. Дацко (1942) собрали в этих же местах флору, по определению Б. М. Штемпеля, датского возраста. Абсолютный возраст по пяти образцам пород свит, по определению лаборатории ПГУ, 60—77 млн. лет. По мнению большинства геологов, монастырская свита является возрастным аналогом дорофеевской свиты западных районов Приморья.

Все описанные свиты ольгинской серии характеризуются резким изменением состава, выражающимся в замещении агломератовых туфов пепловыми, а последних — лавами и другими породами. Резко меняется и мощность как отдельных пачек, так и свит вплоть до выклинивания. Поэтому выделение описанных свит на площади всей Прибрежной зоны пока невозможно. Расчленение ольгинской серии в других районах зоны производится по литологическим признакам, опираясь на редкие находки флоры в туфогенно-осадочных породах.

Датский ярус в Прибрежной зоне представлен сияновской и богопольской свитами.

Сияновская свита выделена в 1955 г. Р. И. Соколовым и Е. В. Быковской. Названа по ключу Сиянову, левому притоку р. Тадуши, где был изучен разрез и собрана флора. Сияновская свита распространена в бассейнах рек Ванчин, Пфусунг, Аввакумовка, Тадуши, Тетюхе, Иодзыхе, Сица, Белембе, Кема и др. Лучше всего эта свита изучена в районе пос. Тетюхе (см. рис. 13). Здесь, по данным Ю. Т. Гурулева, сияновская свита залегает как на породах фундамента, так и на различных горизонтах сенонских и датских эффузивов. Поверхность эрозионного несогласия слабоволнистая, иногда осложненная каньонообразными понижениями, по которым отдельные потоки андезитов в виде языков спускались на более низкие гипсометрические отметки.

https://jurassic.ru/

На верхнемеловых отложениях свита залегает в целом согласно, но почти всегда на контакте отмечаются следы перерыва (ископаемый делювий, кора выветривания, линзочки бурых углей).

Свита сложена преимущественно андезитами, в которых наблюдаются прослои и линзы туфов кислого и среднего состава, туффитов и алевролитов. Фациальные изменения ее состава и мощности так же резки, как в подстилающих свитах.

Андезиты зеленовато-серые, выветрелые разности бурые, иногда пятнистые. Текстура массивная. Структура порфировая, структура основной массы микролитовая, образованная вулканическим стеклом, микролитами плагиоклаза № 45—50, табличками авгита и редко гиперстена. Из акцессорных минералов присутствует магнетит, иногда в значительном количестве (до 15%). Минеральный состав пород незначительно изменен — по плагиоклазам разбивается альбит, пироксены замещаются хлоритом и кальцитом. В породах наблюдаются обломки различных эффузивных и осадочных пород. Пирокластические и осадочные породы аналогичны породам арзамазовской и монастырской свит. Мощность свиты до 360 *м*. В прослоях туффитов и алевролитов из верхней части разреза свиты (водораздел пади Широкой и Николаевской) О. П. Бородиным (1961 г.) собраны, а С. И. Неволиной определены: *Pityophyllum*? sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Larix*? sp., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Acer* sp., *Rhamnus* sp. indet., *Corylus* (?) sp., *Viburnum* cf. *asperum* Newb.

Отмечая предварительный характер определений, С. И. Неволина сделала вывод о возможности палеоценового возраста вмещающих флору отложений. По данным Е. В. Быковской, в пади Сиянова в основании свиты залегают слоистые туффиты, сменяющиеся выше кварцевыми порфиритами и их туфолавами. Мощность сияновской свиты здесь до 1700 *м*. В туффитах Е. В. Быковской и Р. И. Соколовым (1956 г.) были собраны: *Tsuga schmidtiana* Palibin., *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer. По мнению определявшего флору Б. М. Штемпеля, эти виды известны только в палеогеновых отложениях Дальнего Востока. На этом основании сияновская свита считалась палеогеновой.

В 1964 г. здесь же С. И. Неволиной и В. И. Рыбалко была собрана флора плохой сохранности. С. И. Неволина, определявшая эту флору, среди хвойных установила два вида *Araucarites anadyrense* Krysht. и *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., характерные для верхнемеловых отложений. По этой причине решениями Второго Дальневосточного стратиграфического совещания сияновская свита была отнесена к датскому ярусу. Абсолютный возраст дацитов (Н. С. Подгорная, 1954 г.) из бассейна р. Садага (приток р. Аввакумовка), по данным Н. И. Полевой, 60 млн. лет. Сияновская свита является аналогом самаргинской свиты как по составу, так и по стратиграфическому положению.

К винской толще отнесены мощные покровы преимущественно кислых эффузивов, их туфов, туфолав и туфобрекчий, широко распространенные в Прибрежной зоне и залегающие несогласно и на ольгинской серии, и на более древних породах. Эти покровы еще в недавнем прошлом описывали как богопольскую свиту и относили к палеоцену. Однако сделанные в последнее время находки растительных остатков датского возраста в бассейне р. Аввакумовка позволили И. И. Берсеневу и Ю. С. Липкину рассматривать этот комплекс в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения, названного ими винской толщей. Однако И. З. Бурьянова считает возможным относить к винской толще только ту часть эффузивов в бассейне р. Аввакумовка, в которых по ключу Винскому была обнаружена датская

http://jurassica.ru/

флора, и находит преждевременным распространять это наименование на другие покровы.

В верховьях р. Аввакумовка, а также на междуречье Аввакумовка—Селенча (бассейн р. Фудзин) рассматриваемая толща описана в 1958 г. М. А. Смирновой. В нижней части толщи с резким угловым несогласием на предположительно пермских осадочных породах залегает пачка агломератовых туфов и туфобрекчий с прослоями пепловых туфов и туффитов; мощность пачки около 50 *м*. Выше расположена пачка кварцевых порфиров, их туфов и туфолав мощностью 300 *м*. Их покрывает пачка лиловых туфов и туфобрекчий (50—150 *м*). Разрез венчает пачка липаритов, дацито-липаритов, их туфов и туфолав мощностью 750 *м*. Общая мощность покрова 1350 *м*.

Значительное участие в составе винской толщи принимают кварцевые порфиры — белые и серые породы с плотной фельзитовой основной массой и порфировыми выделениями кварца, реже ортоклаза и плагиоклаза. Туфы кварцевых порфиров имеют кристаллокластическую и литокристаллокластическую структуру. Обломки составляют до 70% всей массы породы. Они представлены кварцем, плагиоклазом, ортоклазом, стеклом, фельзитами, фельзит-порфирами, алевролитами и песчаниками. Такой же примерно состав имеют туфобрекчии, отличаясь более крупными размерами обломков (до 8 *см*). Агломератовые туфы и туфобрекчии состоят из крупных обломков желтовато-белых кварцевых порфиров и светло-розовых пепловых туфов, сцементированных серой с лиловым оттенком связующей массой с обломочками стекла, санидина, кварца и чешуйками биотита. В липаритах, весьма сходных с кварцевыми порфирами, среди вкрапленников встречается санидин.

В туфах, обнаженных по ключу Винскому, в 1959 г. М. А. Смирновой, а в 1962 г. С. И. Неволиной были произведены сборы растительных остатков. Среди большого количества фрагментов листьевых отпечатков С. И. Неволиной определены — *Sequoia fastigiata* Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Credneria* sp., *Corylus macquarii* Forb., *Viburnum lesquereuxii* Ward. Большинство этих растений было распространено в верхнемеловое и палеоценовое время. Но такие представители, как *Sequoia fastigiata* Heer, *Viburnum lesquereuxii* Ward, *Credneria* sp., в палеоцене Дальнего Востока не известны. Последнее обстоятельство послужило основой решения Второго Дальневосточного стратиграфического совещания о проведении границы между мелом и палеогеном по кровле слоев, содержащих приведенный выше комплекс флоры. Химический состав верхнемеловых эффузивов приведен в табл. 13, а их абсолютный возраст в табл. 14.

Бикинская зона

В Бикинской зоне верхнемеловые отложения имеют ограниченное распространение. По данным Ф. Р. Лихта и Б. Я. Черныша, здесь развиты алчанская свита (сеноман—турон) и ее возрастной аналог — толщи грубообломочных пород, сенонских порфиритов и кислых эффузивов сенон-датского возраста.

Алчанская свита, по данным Ф. Р. Лихта, залегает с угловым несогласием на уктурской свите готерив-альбского возраста. Она сложена дацитовыми порфиритами и их туфами литокристаллокластическими, реже витролитокристаллокластическими, андезитовыми порфиритами, фельзит-порфирами и их туфами литокристаллокластическими, туффитами полимиктовыми разнозернистыми, алевролитами, песчаниками разнозернистыми с детритом и углефицированными вклю-

https://jurassica.ru/

Таблица 13

Химический состав верхнемеловых эффузивов (в %)

Номер образца	Название породы и место взятия образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	Сумма
	Алчанская свита															
1	Альбитофир, нижнее течение р. Бикин	68,70	0,30	15,15	2,63	0,97	0,09	0,51	0,77	3,18	6,00	2,05	0,02	—	—	100,37
2	То же	52,64	0,72	18,14	3,93	4,99	0,12	3,54	9,77	2,61	1,59	2,26	0,20	—	—	100,51
	Ольгинская серия (неразделенная)															
3	Кварцевый порфир, р. Нежданка	68,99	0,25	14,76	0,13	2,22	0,08	1,00	4,70	2,60	2,79	0,36	0,12	0,09	1,86	99,95
4	Туф кварцевого порфира, р. Ахобе	70,27	0,02	16,77	2,08	0,21	0,19	0,84	3,42	3,28	1,55	0,82	0,08	0,06	1,58	101,17
5	То же, р. Шубинская	67,90	0,35	13,40	0,90	4,14	0,14	1,92	1,72	3,09	2,28	—	0,01	—	4,26	100,11
6	Кварцевый порфир, Довгалевская падь	77,88	0,14	12,05	0,59	0,60	0,01	0,20	0,62	2,16	4,71	0,42	—	—	—	99,38
7	Кварцевый порфир, Корейская падь	71,18	0,56	14,27	2,93	1,47	—	0,16	—	3,14	2,98	0,20	0,02	—	2,02	98,93
8	Фельзит, левый борт р. Ванчин	74,80	0,17	13,52	1,39	1,27	0,04	0,30	0,31	1,22	5,06	—	0,01	—	1,94	100,03
9	Туфолава липаритового порфира, водораздел рек Чифт и Чин-Чин	75,14	0,10	12,64	0,56	1,53	0,04	0,70	0,83	3,25	4,77	—	0,02	—	0,46	100,04
10	Липаритовый порфир, правый берег р. Лиственная Падь	74,84	0,24	14,35	0,81	1,68	0,07	0,10	0,94	1,00	5,00	—	0,02	—	1,89	100,94
11	Дацитовый порфир, правый приток р. Прямой	67,44	0,45	14,85	1,79	2,80	—	0,67	2,26	—	5,98	0,34	0,25	—	1,28	98,11
12	Игнимбрит кварцевого порфира; гора Кисин	70,97	0,08	14,39	0,97	3,32	0,09	0,54	2,60	3,46	3,36	0,15	—	—	0,49	100,42

http://jurassica.ru

	Кисинская свита															
13	Туф кварцевого порфира, правобережье р. Тетюхе	71,20	Следы	17,26	0,95	0,95	—	0,32	—	3,33	4,67	0,04	0,02	—	0,77	99,51
14	Туфолава дацитового порфира, ключ Незаметный	65,63	0,60	16,10	0,79	3,05	—	1,57	1,61	3,98	3,86	0,16	0,06	—	2,23	99,64
	Монастырская свита															
15	Игнимбрит кварцевого порфира, правобережье р. Монастырка . .	73,80	0,17	12,67	2,25	1,02	0,06	0,66	1,61	3,02	4,03	0,29	—	—	0,89	100,47
16	Кварцевый порфир, к северо-востоку от бухты Тадуши	72,38	0,06	13,21	1,27	2,37	0,07	0,46	1,77	2,94	4,49	0,19	—	—	0,76	99,97
17	Кристаллокластический туф кварцевого порфира, р. Тахобе . . .	68,05	0,35	15,51	0,98	3,33	0,09	1,13	2,51	4,00	3,20	0,12	—	—	0,87	100,14
18	Кварцевый порфир, р. Тахобе .	73,32	0,20	12,42	0,92	2,29	0,04	1,08	1,20	2,66	4,70	0,30	—	—	1,09	100,22
19	Кварцевый порфир, Корейская падь	69,78	1,00	16,17	3,60	1,04	—	0,30	—	4,18	3,14	—	0,09	—	0,29	99,59
	Сияновская свита															
20	Андезит, р. Нежданка	58,94	1,01	17,66	4,09	4,88	—	2,31	5,66	3,17	—	0,40	0,38	—	1,23	99,73
	Винская толща															
21	Игнимбрит липарита, бассейн р. Белеме	73,21	0,19	13,10	0,88	1,77	0,03	0,28	1,72	3,14	4,36	0,41	—	—	0,84	99,93
22	Липарит, р. Самарга	70,03	0,15	13,22	0,16	1,70	0,08	0,26	1,23	3,80	3,82	0,72	—	—	4,97	100,14
23	Витрокластический туф липарита, р. Самарга	68,89	0,23	13,65	0,44	2,07	0,10	0,40	1,62	3,90	3,74	1,67	—	—	3,13	99,84

Примечание. Анализы приведены по данным Е. В. Быковской (12, 15—18, 22—25), Р. Е. Остроумова (3—5, 7, 11, 13, 14, 19, 20), Е. М. Соловьева (6), М. А. Фаворской (21), Б. Я. Черныша (1, 2), С. А. Чеха (8—10).

https://jurassic.ru/

Таблица 14

Абсолютный возраст верхнемеловых эффузивов

Номер пробы	Название породы	Место взятия пробы	K, %	$K^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	Ar^{40}/K^{40}	Возраст в млн. лет	Автор
Ш-105	Фельзит	Бассейн р. Пфусунг	3,29	40,14	0,168	0,0042	74	В. М. Велитченко
4469	Кварцевый порфир	Там же	2,51	30,62	0,154	0,005	88	»
2544	Туф фельзит-порфира	Река Ладуга	3,49	42,58	0,232	0,0055	96	Ю. В. Барвинок
2575-а	Фельзит-порфир	»	3,57	43,55	0,224	0,0052	91	»
2424	Андезитовый порфирит	Бассейн р. Ванчин	2,02	24,64	0,135	0,0055	96	С. А. Чех
205-А	Андезитовый порфирит	Бассейн р. Пфусунг	1,03	12,57	0,059	0,0048	84	Ю. П. Бидюк
156-С	Туф кварцевого порфира	Гора Лысая	3,80	46,36	0,240	0,0051	90	В. В. Ветренников

чениями, конгломератами и гравелитами. Мощность свиты 800—1000 *м*.

Определимые органические остатки в свите не обнаружены и ее сеноманский возраст принимается условно, по аналогии с алчанской свитой одноименной зоны.

Толща сенонских порфиритов имеет ограниченное распространение и по составу не отличается от аналогичных образований в других районах края. Мощность толщи до 400 *м*.

Толща кислых эффузивов, сопоставляемая с дорофеевской свитой, состоит из туфов кварцевых и фельзитовых порфиров литокластических и литокристаллокластических, реже кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, в резко подчиненном количестве присутствуют порфириты и их туфы. Общая мощность толщи 800—1000 *м*.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ МЕЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Стратиграфия меловой системы изучена лучше других систем мезозойской группы. В отличие от более древних отложений по стратиграфическому расчленению мела имеются данные не только для области палеозойской складчатости, но и для мезозойских геосинклинальных зон. Вместе с тем стратиграфия вулканогенных толщ изучена слабо.

Корреляция разрезов описываемой системы приведена в табл. 12 и 15, распространение типов формаций — на рис. 53—55.

Органический мир мелового периода на территории Приморья очень разнообразен; изучен он недостаточно. На суше произрастали многочисленные представители грибов, мохообразных, плауновидных, папоротниковых, голосеменных и покрытосеменных. В пресноводных водоемах обитали представители ракообразных, брюхоногих, двустворок и рыб, в морях — разнообразные животные от простейших до высокоорганизованных моллюсков — головоногих.

В начале нижнего мела (берриасовое время) морская трансгрессия охватила зоны Главного синклинория и Прибрежную (см. рис. 53). В результате предшествующей регрессии берриасовые терригенные отложения легли несогласно на юрские и более древние породы и лишь в северной части Главного синклинория можно предположить согласное залегание берриаса на верхней юре.

http://jurassic.ru/

Схема корреляции разрезов верхнемеловых отложений Приморского края

Надъярус	Ярус, подъярус	Зоны бореальной и европейской палеобиогеографических областей	Характерные комплексы: Фауна	Характерные комплексы: Флора	Область палеозойской складчатости: Западно-Приморская зона, Суйфунская подзона	Область палеозойской складчатости: Южно-Приморская зона, Супутинская и Сучано-Даданьшаньская подзоны	Область палеозойской складчатости: Даубихинская зона	Область палеозойской складчатости: Алчанская зона	Область мезозойской складчатости: Главный антиклинорий, Сандагоу-Окраинская подзона	Область мезозойской складчатости: Главный синклинорий	Область мезозойской складчатости: Прибрежная зона	Область мезозойской складчатости: Бикинская зона, Култухинская подзона
Сенонский	Датский	Hercoglossa danica		*Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Libocedrus catenullata* Bell., *Corylus jelisejevii* Krysht., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *T. richardsonii* (Heer) Krysht., *Zizyphus phosphoria* Krysht., *Viburnum lesquereuxii* Ward.	*Винская толща* Дациты, кварцевые порфиры, перлиты, туфы До 500 *м* **Сияновская свита** Андезиты, порфириты, дациты и их туфы До 300 *м*			Толща эффузивов кислого состава 150 *м* Толща андезитов, порфиритов и их туфов До 300 *м*		Толща эффузивов кислого состава До 800 *м* **Самаргинская свита** Эффузивы среднего состава До 1100 *м*	*Винская толща* Эффузивы кислого состава с флорой До 1350 *м* **Сияновская свита** Эффузивы среднего состава с флорой До 360 *м*	
	Маастрихтский: Верхний	Pachydiseus neubergicus			**Приморская свита** Кварцевые порфиры, фельзиты, дациты, кварцевые альбитофиры, их туфы, туфобрекчии и игнимбриты с флорой До 750 *м*			*Толща кислых эффузивов* Липаритовые и дацитовые порфиры, туфы, туфобрекчии, прослои углистых аргиллитов До 650 *м*	**Дорофеевская свита** Туфогенные конгломераты, песчаники, алевролиты, туффиты, липаритовые порфиры, фельзиты и их туфы с флорой До 1000 *м*	*Толща кислых эффузивов* Кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы До 1000 *м*	**Монастырская свита** Туфы кварцевых порфиров, туффиты, туфоалевролиты с флорой До 650 *м*	*Толща кислых эффузивов* Туфы кварцевых порфиров, реже кварцевые порфиры, фельзиты, порфириты и их туфы 800—1000 *м*
	Маастрихтский: Нижний	Acanthoscaphites tridens										
	Кампанский: Верхний	Bostrichoceras polyplocum										
		Hauericeras pseudogardeni										
	Кампанский: Нижний	Diplacmoceras bidorsatum			Толща песчаников с прослоями углей и конгломератов с пыльцой и спорами До 300 *м*							
	Сантонский: Верхний	Placenticeras syrtale										
	Сантонский: Нижний	Texanites texanus					**Достоевская свита** Алевролиты, песчаники, аргиллиты, угли с флорой До 300 *м*		Толща конгломератов, песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов с флорой До 300 *м*	Толща конгломератов, песчаников и алевролитов с флорой До 1000 *м*	**Арзамазовская и кисинская свиты** Туфы кварцевых порфиров, туффиты, туфоалевролиты с флорой До 1500 *м*	
	Коньякский: Верхний	Texanites emscheris		*Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis septentrionalis* Holl., *Thumion gracillimum* Holl., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Platanus cuneifolia* (Bronn.) Vachr., *Viburnum tiutichensis* Krysht., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht.								
	Коньякский: Нижний	Barroisiceras haberfellneri	*Actaeonella rientalis* Pčel., *A.* cf. *crassa* Pčel., *A.* cf. *ovata* Pčel., *Inoceramus tychlaewajamensis* Ver., *Kossmaticeras* cf. *bhavani* (Kossm.)		Толща порфиритов и их туфов 250—400 *м*	**Даданьшаньская свита** Конгломераты, туфопесчаники, алевролиты, туфы порфиритов, порфириты До 1300 *м*		Толща порфиритов и их туфов До 400 *м*		Толща песчаников, алевролитов и туфов порфиритов с фауной До 2500 *м*	Толща порфиритов и их туфов До 800 *м*	Толща порфиритов и их туфов До 400 *м*
	Туронский: Верхний	Romaniceras deverianum						Толща песчаников, алевролитов и конгломератов с флорой До 420 *м*			**Петрозуевская свита** Алевролиты, туффиты, туфы, песчаники, порфириты До 300 *м*	
	Туронский: Нижний	Mammites nodosoides										
	Сеноманский: Верхний	Acanthoceras rhotomagense	*Inoceramus amakusensis* Nagao et Mat., *I.* cf. *hobetsensis* Nagao et Mat., *I. concentricus* Park. var. *nipponicus* Nagao et Mat., *I. yabei* Nagao et Mat., *Heterotrigonia subovalis* (Jimbo)	*Nilssonia yukonensis* Holl., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis delicatula* Yabe et Oishi, *C. jelisejevii* Krysht., *Cyparissidium gracile* Heer, *Agathis (Dammara)* cf. *borealis* Heer	Коркинская серия **Романовская свита** Алевролиты, песчаники, туфы До 600 *м* **Кангаузская свита** Песчаники, алевролиты, конгломераты с флорой До 230 *м*	Коркинская серия **Романовская свита** Алевролиты, песчаники туфогенные, туфы среднего состава с флорой До 2000 *м* **Кангаузская свита** Песчаники туфогенные, «узорчатые» алевролиты, гравелиты, конгломераты с флорой До 650 *м*		**Алчанская свита** Алевролиты и песчаники, эффузивы кислого и среднего состава с флорой До 1400 *м*		Толща песчаников и алевролитов, реже гравелитов с фауной До 1500 *м*	Толща туфоалевролитов, туфопесчаников, туфов кварцевых порфиров с флорой До 200 *м*	**Алчанская свита** Эффузивы кислого и среднего состава До 1000 *м*
	Сеноманский: Нижний	Mantelliceras mantelli										
Подстилающие породы					Cr_1		Cr_1	Cr_1	Cr_1	Cr_1	Cr_1	Cr_1

Ольгинская серия

http://jurassic.ru/

В берриасовых отложениях в большом количестве встречены различные двустворки и брахиоподы, реже — аммониты, одиночные кораллы, черви и др. На юго-востоке Приморского края в это время обитали типичные представители Средиземноморской палеобиогеографической области — *Neocomites, Berriasella, Myophorella, Iotrigonia* и многие другие, а на остальной территории различные ауцеллы — представители умеренных широт. Некоторые редкие представители теплолюбивых животных проникали далеко на север, где они встречены совместно с ауцеллами. Это *Neohoploceras, Myophorella* в бассейне р. Нотто и *Neocomites* в бассейне р. Татибе.

Наличие аммонитов, белемнитов, брахиопод позволяет предполагать, что морской бассейн в это время имел нормальную соленость, а наличие водорослей и бентонных животных говорит о том, что он хорошо насыщался кислородом и имел небольшие глубины.

В конце берриаса—начале валанжина Прибрежная зона, по-видимому, испытала поднятие и море покинуло ее пределы, сохраняясь в зоне Главного синклинория. В валанжине новая трансгрессия охватила Прибрежную зону и восточную часть Главного антиклинория и северо-восточную часть Прибрежной зоны. В валанжинском морском бассейне формировалась толща терригенных осадков — в прибрежной полосе преимущественно грубообломочных, в других флишоидных. Общая мощность берриаса и валанжина в зоне Главного синклинория 2200 *м*, берриаса в Прибрежной зоне до 825 *м*, валанжина в Южной Приморской и Прибрежной зонах и в краевой части Главного антиклинория около 1000 *м*.

В валанжинское время морская фауна меняет свой облик по сравнению с берриасовым. В это время жили в основном представители умеренных широт — ауцеллы, полиптихиты и белемниты. Теплолюбивая фауна почти отсутствует, лишь в некоторых местах (бассейны рек Сучан, Чуматагоу, Фудзин) совместно с ауцеллами обнаружены редкие экзогиры, которые, возможно, сохранились в прибрежных мелководных бассейнах, хорошо прогреваемых солнцем. В это время большого расцвета достигают ауцеллы; в осадках часто наблюдаются в виде больших скоплений; редко встречаются единичные экземпляры иноцерамов, аммонитов и белемнитов. Физико-химический режим морского бассейна остается таким же, как и в берриасовое время.

Западная часть Приморья в берриасовое и валанжинское время представляла собой область сноса. По палинологическим данным климат в это время был прибрежно-морским. Основными лесообразователями, очевидно, являлись хвойные брахифиллюм, гинкговые и беннеттитовые, древовидные папоротники Dicksoniaceae, Cyatheaceae, Coniopteris, травянистые — осмундовые. Элементы юрской флоры составляли еще значительную часть растительности.

В конце валанжина началась регрессия, продолжавшаяся в течение значительной части готерива. В это время большая часть территории Приморья была выведена из-под уровня моря и лишь в наиболее погруженных частях Главного синклинория морские осадки, вероятно, накапливались.

Предположительно в конце готерива море вновь затопило зону Главного синклинория, Сандагоу-Окраинскую подзону, проникло в Бикинскую и Алчанскую зоны и, по-видимому, в восточную часть Южно-Приморской зоны (см. рис. 53). Здесь в течение готерив-раннеальбского времени сформировалась толща морских терригенных отложений общей мощностью до 2500 *м*. В восточной части Главного синклинория в ее составе значительную роль играют вулканогенные породы среднего состава, а мощность возрастает до 4500 *м*.

http://jurassica.ru/

В это же время на значительных площадях накапливались континентальные отложения. В Южно-Приморской зоне и Суйфунской подзоне они представлены угленосной формацией мощностью до 1500 *м*. В краевых частях Прибрежной зоны мощность континентальных отложений не превышает 500 *м*. В пределах Ханкайского массива их угленосность и мощность не установлены.

Вероятными областями сноса в это время являлись Гродековская и Хасанская подзоны, северная и восточная части Ханкайского массива, Главный антиклинорий, Сучано-Судзухинская подзона и часть Прибрежной зоны.

В готерив-раннеальбское время произошла резкая смена морских животных. Полностью обновился родовой состав аммонитов, на смену ауцеллам пришли ауцеллины, обновился видовой состав плеуромий и пектенид, а в северных районах, по-видимому, в конце этого времени, появляются иноцерамы. Последние встречаются в виде отдельных экземпляров, редко образуют небольшие скопления. Все перечисленные организмы являются жителями умеренных широт и характерны для неглубоких морей с нормальной соленостью. Присутствие в западной части Сандагоу-Окраинской подзоны *Ostrea, Mytilus* и *Corbicula* позволяет предположить, что здесь произошло некоторое опреснение бассейна, по-видимому, связанное с близостью береговой линии. В конце апта или начале альба наблюдается появление более теплолюбивых элементов как *Hulenites* и *Sonneratia*. Это скорее всего указывает на связь с теплыми южными морями.

Влажный климат способствовал образованию пышной растительности. Это были сосновые и еловые леса с участием представителей таксодиевых, беннеттитовых, гинкговых, цикадовых с отдельными участками, занятыми преимущественно гинкговыми и цикадовыми. Богатый и разнообразный подлесок составляли лиановые папоротники схизейных, кочедыжниковые, травянистые гляйхениевые, осмундовые, селягинеллы и некоторые плауновые.

Но особенно богатой была равнинная растительность. Здесь наряду с хвойными, среди которых доминирующими являлись таксодиевые и кипарисовые, произрастали древовидные папоротники Dicksoniaceae и Cyatheaceae, разнообразные и многочисленные лиановые схизейных, травянистый покров составляли гляйхениевые и осмундовые, довольно заметную роль играли селягинеллы, плауновые, хвощи. В это время появились первые примитивные покрытосеменные.

В конце апта—начале альба море местами регрессировало, а в конце раннего или начале среднего альба произошла последняя крупная трансгрессия на территории Приморья. Море затопило часть Южно-Приморской зоны и, по-видимому, проникло в пределы Суйфунской подзоны. Морские отложения мощностью около 500 *м* легли согласно или с размывом на подстилающие готерив-аптские морские или континентальные отложения. В Сучано-Судзухинской подзоне и местами в Прибрежной зоне они с угловым несогласием перекрывают более древние породы.

Средне-позднеальбская морская фауна отличается присутствием теплолюбивых форм тригониид, которые обнаруживают много сходных черт, с одной стороны, с Японией, с другой — с Калифорнией и Орегоном.

В пресноводных водоемах обитали гастроподы из родов *Bithinia, Campeloma*; пелециподы — *Unio, Sphaerium* и др.; филлоподы, остракоды и рыбы. На равнине в это время росли хвойные леса, лесообразующими породами в которых повсеместно являлись таксодиевые и кипарисовые, достигшие в этот период максимума своего развития.

http://jurassica.ru/

Среди хвойных семейства сосновых появляются молодые представители, в том числе первые представители рода *Cedrus*. Юрские реликтовые хвойные постепенно исчезают, снижается роль гинкговых, беннеттитовых и некоторых саговых. Подлесок состоял преимущественно из гляйхениевых.

Наиболее важным и существенным признаком альбской флоры считается появление в древесном фитоценозе первых покрытосеменных родов *Alnus, Quercus, Platanus, Salix.*

В конце альба море отступило в пределы Главного синклинория и в дальнейшем береговая линия не пересекала его границ. В сеномане, туроне и в начале сенона в этом бассейне накапливалась мощная (до 4000 *м*) толща терригенных отложений с примесью туфогенного материала, особенно обильного в верхней части толщи (см. рис. 54, 55).

О позднемеловой морской фауне Приморья имеются скудные данные. В сеноман-туронское время море отступило на север, и из фауны нам известны некоторые представители тригониид, иноцерамид и др. По-видимому, в это время температурный и химический режимы моря были сходны с позднеальбскими. В раннесенонское время, вероятно, сохранялись такие же условия, о чем говорят тригонииды, актзонеллы, пуцозии и другие животные, обнаруженные в отложениях удоминской свиты бассейна р. Самарга.

В Южно-Приморской и Даубихинской зонах и Суйфунской подзоне в конце альба, сеномане и начале турона формировалась коркинская серия — толща континентальных туфогенно-осадочных отложений мощностью до 2500 *м*.

В Алчанской и Бикинской зонах с конца альба—начала сеномана накапливались средние и кислые эффузивы алчанской свиты, имеющей мощность до 1400 *м*. В Прибрежной зоне в это время местами отлагалась туфогенно-осадочная толща с кислыми эффузивами небольшой (до 200 *м*) мощности. В конце сеномана Бикинская, Алчанская и Прибрежная зоны подвергались размыву.

С конца альба начинается быстрое формирование совершенно новой флоры, в которой преобладающее положение занимают представители покрытосеменных. Лесные группировки нового типа образуют покрытосеменные родов *Quercus, Castanea, Salix, Acer, Alnus, Schizandra* и многие другие. Возрастает роль хвойных семейства сосновых, среди которых появляются новые виды рода *Abies*. Роль папоротников значительно снижается. Растительный комплекс указывает на сухой климат.

В туроне усилились восходящие движения, местами, вероятно, возник горный рельеф. Это способствовало накоплению грубообломочных туфогенных отложений даданьшаньской свиты в северной части Южно-Приморской зоны и в Даубихинской зоне, петрозуевской свиты в Прибрежной зоне и аналогичных толщ в Алчанской зоне и других местах. В начале сенона в ряде районов произошли излияния порфиритов. Общая мощность турон-нижнесенонских отложений местами достигла 1300 *м*.

В дальнейшем большая часть территории Приморья представляла собой сушу, подвергавшуюся размыву. Седиментация в озерно-болотных условиях происходила на ограниченной площади в Даубихинской зоне, где отложилась маломощная (до 300 *м*) достоевская угленосная свита. Терригенные осадки такой же мощности накопились в Сандагоу-Окраинской подзоне. В зоне Главного синклинория мощность континентальных отложений достигла 1000 *м*. В Прибрежной зоне в это

http://jurassica.ru/

время начался интенсивный вулканизм и формирование ольгинской серии эффузивов преимущественно кислого состава.

Вероятно, в это же время внедрялись наиболее ранние интрузии позднемелового палеогенового комплекса.

В конце сенона завершилась линейная складчатость, многочисленные интрузии консолидировали ранее мобильные зоны и в дальнейшем существенных различий в геологическом развитии отдельных структурно-фациальных зон не наблюдается (см. рис. 55).

Излияние верхнесенонских кислых эффузивов происходило в ряде районов края, но особенно интенсивно вдоль побережья Японского моря, в пределах Прибрежного вулканического пояса. Общая мощность верхнесенонских эффузивов приморской и дорофеевской свит достигла 1000 *м*, а ольгинской серии — более 2000 *м*.

В датский век сначала сформировались эффузивы среднего состава сияновской и самаргинской свит максимальной мощностью до 1100 *м*, а затем кислые эффузивы винской толщи и ее аналогов мощностью до 1350 *м*.

В сенон-датское время климат был благоприятным для пышного расцвета богатой лесной растительности, в которой значительную роль играли представители покрытосеменных, произрастающие сейчас в условиях теплого и влажного климата.

Флора этого времени была представлена протейными, миртовыми, пальмой, тутовыми, буковыми, платановыми, гамамелидовыми, в ней было уже много ореховых, березовых, ильмовых. В этих лесах по-прежнему из хвойных широко были развиты таксодиевые с родами секвойя, болотный кипарис, глиптостробус, примесь гинкговых и подокарповых незначительна.

Травянистый покров составляли преимущественно виды покрытосеменных, не имеющих или не нашедших аналогов в современных флорах (надгруппа трипроектацитес), лилейные, папоротники гляйхениевых, схизейных и кочедыжниковых.

Из полезных ископаемых, связанных с меловыми отложениями, основное значение имеют каменные угли готерив-альбского возраста. Главные разведанные запасы их сосредоточены в Сучанском и Суйфунском бассейнах, небольшое количество имеется на Подгородненском месторождении. Кроме указанных районов, угленосные отложения распространены на значительных площадях в Южно-Приморской зоне и Суйфунской подзоне, где они недостаточно изучены. Перспективными на уголь могут быть районы развития нижнемеловых континентальных отложений в пределах Алчанской, Даубихинской и Прибрежной зон и Ханкайского массива.

В верхнемеловых отложениях угленосность отмечена лишь в достоевской свите. Однако вследствие незначительного распространения свиты и низкого качества эти угли промышленного значения не имеют.

Ряд месторождений строительных и облицовочных камней образован верхнемеловыми эффузивами. С последними связаны поля «вторичных кварцитов», к которым приурочены месторождения пирофиллитов, керамических камней и проявления золота, алунита, самородной серы, корунда и других ископаемых.

Меловые отложения являются вмещающими для оловорудных, оловополиметаллических и полиметаллических месторождений и проявлений молибдена, ртути и других металлов.

В дальнейшем стратиграфические исследования необходимо направить на решение следующих задач: 1) расчленение берриасовых и валанжинских отложений в зоне Главного синклинория, 2) уточнение возраста уктурской свиты и расчленение ее на подсвиты, 3) уточнение

http://jurassica.ru/

возраста сучанской и коркинской серий и входящих в их состав свит, 4) уточнение объема и возраста лужкинской (секунжинской) свиты, 5) разработку обоснованной стратиграфической схемы сенон-датских вулканогенных и туфогенно-осадочных отложений.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения представлены вулканогенными и осадочными толщами. Из вулканогенных толщ наиболее широко развиты палеоценовые средние и кислые эффузивы, охватывающие значительные площади восточного склона Сихотэ-Алиня и меньше распространенные в других частях края. В северо-западном и юго-западном районах встречаются эоценовые базальты. На ряде площадей, особенно в Юго-Западном Приморье, развиты верхнепалеогеновые кислые эффузивы.

Осадочные образования представлены эоценовыми, эоцен-олигоценовыми и олигоценовыми, в большинстве случаев угленосными отложениями, выполняющими многочисленные небольшие континентальные впадины в Суйфунском, Приханкайском, Хасанском и других районах. В Сихотэ-Алине палеогеновые осадочные породы встречаются лишь в отдельных мелких приразломных грабенах.

Наиболее ранние сведения о наличии третичных отложений в Приморье имеются в работах Р. Маака (1861), А. Усольцева (1864) и Ф. Б. Шмидта (1868).

В последующее время, вплоть до 1930 г., появились лишь отрывочные сведения о третичных образованиях отдельных участков главным образом в пределах южной части края. Из исследований этого времени следует упомянуть работы Д. Л. Иванова, Я. С. Эдельштейна, Д. И. Мушкетова, П. В. Виттенбурга, А. Н. Криштофовича, М. К. Елиашевича и др.

С 1930 г. в связи с усилием поисково-разведочных работ на уголь повысился интерес к палеоген-неогеновым отложениям. Более детальное изучение осадочных отложений позволило приступить к уточнению и детализации их стратиграфии. Так, еще несколько ранее, в 1926 г., Б. М. Штемпель составил сводный разрез третичных отложений Артемо-Тавричанской котловины, выделив ряд свит. В. З. Скороход описал неогеновые отложения Суйфунской депрессии. Поисками и разведкой буроугольных месторождений занимались Н. С. Смирнов, Л. И. Красный, П. С. Бернштейн, В. А. Ярмолюк, Л. Б. Кривицкий, В. В. Медведев, Е. Е. Краснянская и др. Исследования третичных осадочных и вулканогенных образований провел Г. М. Власов, написавший ряд сводных работ по их стратиграфии, литологии и угленосности. Этими работами были заложены основы стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Сихотэ-Алиня. Предложенная Г. М. Власовым стратиграфическая схема не утратила своего значения и в настоящее время.

С начала пятидесятых годов в связи с геологической съемкой к изучению стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений привлекается все более широкий круг специалистов. Наряду с осадочными изучаются и вулканогенные образования. Последним посвящены работы И. И. Берсенева, Ю. М. Вдовина, Г. М. Гапеевой, Ю. А. Иванова, Э. П. Изоха и А. И. Савченко, В. И. Малыгина, С. А. Музылева, Р. Е. Остроумова, В. Г. Плахотника, А. Б. Разживина, Р. И. Соколова, С. П. Соловьева, А. А. Трепалиной, К. М. Худолея и Е. В. Быковской и др.

https://jurassica.ru/

В 1956 г. Межведомственное стратиграфическое совещание приняло рабочую схему стратиграфии третичной системы Сихотэ-Алиня, Южного Приморья и Нижнего Приамурья (Решения..., 1958), указав на условность границы между палеогеном и неогеном, а также границ между этими и смежными с ними системами — меловой и четвертичной.

В 1959 г. И. И. Берсенев в сводной работе по стратиграфии палеоген-неогеновых отложений дополнительно к подразделениям, принятым Межведомственным стратиграфическим совещанием, выделил миоценовую сандуганскую свиту, сложенную базальтами, андезито-базальтами и долеритами.

Растительные остатки из палеогеновых и неогеновых отложений Приморья в различное время изучали И. В. Палибин, А. Н. Криштофович, М. О. Борсук, Б. М. Штемпель, С. М. Ткалич, Т. Н. Байковская, С. И. Неволина, М. М. Кошман; пыльцу — Н. С. Громова, В. С. Маркевич, В. Ф. Морозова, М. А. Седова, П. Н. Соколова и О. В. Шугаевская. В настоящее время флору изучают М. О. Борсук (ВСЕГЕИ), Т. Н. Байковская (Ботанический институт АН СССР), С. И. Неволина и Р. С. Климова (ПГУ), споры и пыльцу исследуют Т. И. Демидова (ПГУ) и М. Д. Болотникова (ДВГИ), диатомовым анализом занимается Е. И. Царько.

В результате проведенных работ собран значительный материал, позволивший разработать уточненную стратиграфическую схему палеоген-неогеновых отложений, принятую Вторым Дальневосточным стратиграфическим совещанием в 1965 г. Указанная схема взята за основу при описании палеогеновых и неогеновых отложений.

Граница между мелом и палеогеном принята по кровле слоев, содержащих «винский» комплекс флоры. Граница между палеогеном и неогеном проводится по кровле надеждинской свиты и одновозрастных с ней образований. Обе границы являются до некоторой степени условными, поскольку проводятся на основании определения растительных остатков, а не фауны, и на сопоставлении с несколько лучше охарактеризованными фауной разрезами Сахалина и Северной Кореи.

Палеогеновые отложения описаны в соответствии с районированием, произведенным во втором разделе третьей главы «позднемеловые и кайнозойские структуры» (см. рис. 8). В пределах Приморья выделяются все три отдела палеогеновой системы — палеоцен, эоцен и олигоцен (табл. 16).

ПАЛЕОЦЕН

Тадушинский горизонт

Палеоценовые отложения на территории Приморья установлены на очень ограниченных площадях. Выделенный в их составе тадушинский горизонт предположительно охватывает нижнюю и среднюю части палеоцена. К нему отнесены богопольская и тадушинская свиты в бассейне р. Тадуши (Восточный Сихотэ-Алинь), а также условно новопосьетская свита в Хасанском районе.

Восточный Сихотэ-Алинь

Богопольская свита выделена Е. В. Быковской в 1955 г. в бассейне р. Тадуши и названа по с. Богополь, в окрестностях которого был описан ее разрез. Она лежит согласно или с размывом на

http://jurassic.ru/

сияновской свите, местами с угловым несогласием перекрывая более древние породы.

В свою очередь рассматриваемая свита с неустановленным характером контакта перекрыта тадушинской свитой, содержащей флору переходного дат-палеоценового возраста.

По данным Е. В. Быковской и Н. С. Подгорной (1959), наиболее полно свита обнажена по пади Колобенкова. Здесь в основании разреза залегают стекловатые дациты, переходящие выше в перлиты и сферолитовые липариты, а верхняя часть свиты сложена пепловыми туфами, переслаивающимися с биотитовыми липаритами. Восточнее этого участка из разреза выпадают дациты и большую роль играют игнимбриты липаритов. У мыса Южного богопольская свита представлена двумя потоками биотитовых липаритов, разделенных агломератовыми и пепловыми туфами, содержащими окаменелые и обуглившиеся древесные стволы. Мощность свиты, по Е. В. Быковской, 200—500 *м*. Описываемая свита, как и другие вулканогенные толщи, характеризуется быстрым изменением состава пород по простиранию, однако почти повсеместно она сохраняет общие черты — преимущественно светлый цвет пород, присутствие значительного количества почти не измененного биотита и наличие стекловатых разностей (перлитов).

Возраст богопольской свиты остается дискуссионным. Большинство членов комиссии по мелу Второго Дальневосточного стратиграфического совещания приняло точку зрения, согласно которой свита является одновозрастной с винской толщей, венчающей разрез верхнемеловых эффузивов. Учитывая несогласие между богопольской свитой и подстилающими образованиями, наиболее молодыми из которых является датская сияновская свита, а также абсолютный возраст богопольских эффузивов 40—50 млн. лет (Быковская, Подгорная, 1959), в настоящей работе эта свита условно отнесена к палеоцену.

Тадушинская свита распространена на небольшой площади в Тетюхинском районе в южной части Восточного Сихотэ-Алиня. Она была выделена В. Ф. Петрунем в 1954 г. под названием топаузской свиты на побережье оз. Топауза и в бассейне реки того же названия, а затем описана Е. В. Быковской в этом же районе и в бассейне р. Тадуши под названием тадушинской свиты. По данным Е. В. Быковской (1959 г.), эта свита сложена туффитовыми спонголитами и туффитами с прослоями спилитоподобных миндалекаменных порфиритов, туфами смешанного состава с редкими маломощными потоками фельзито-липаритов. В туффитах на юго-западном берегу оз. Топауза собраны остатки *Biota borealis* Heer, *Betula* sp., *Ulmus* (?) sp. и *Fagus* sp., указывающие, по мнению М. О. Борсук, на палеогеновый возраст отложений. На левобережье р. Судно найдены *Abies* sp., *Pinus* sp., *Thuites (Biota) ehrenswardii* Heer, *Carpolithes* sp., *Zostera* (*Typha* ?) sp., по заключению Б. М. Штемпеля, третичного, вероятнее всего, палеогенового возраста (Н. С. Подгорная, 1960 г.).

В левом борту пади Юшангоу В. Д. Бизиным в 1954 г. были собраны растительные остатки, представленные, по определению М. О. Борсук, *Pinus* cf. *hyperborea* Heer, *Sequoia* cf. *sternbergii* (Goepp.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Zelkova furcinervis* Bors., *Grewiopsis* cf. *juconensis* Holl. По заключению М. О. Борсук, этот комплекс характерен для верхнемеловых и палеоценовых отложений Дальнего Востока. Наличие верхнемелового вида *Grewiopsis* cf. *juconensis* Holl. дает право рассматривать данный комплекс как переходный от верхов верхнего мела к палеоцену.

http://jurassica.ru/

Для свиты характерна большая фациальная изменчивость, связанная с положением того или иного участка относительно очага извержения. По мере удаления от таких очагов уменьшается размер пирокластического материала в туфах, а туфоагломераты замещаются псефитовыми и псаммитовыми туфами. В ряде мест тадушинская свита перекрыта дацитами олигоценовой брусиловской свиты.

Мощность тадушинской свиты, по данным Н. С. Подгорной (1960 г.), 100—300 *м*.

По мнению Е. В. Быковской, вулканогенные образования тадушинской свиты в пределах Тадушинской депрессии переходят в толщу вулканомиктовых конгломератов, алевролитов, туффитов, пепловых туфов, аргиллитов, углистых сланцев и бурых углей мощностью около 200 *м*.

Из верхней части толщи у с. Суворово Л. М. Руднянским в 1952 г. впервые были собраны растительные остатки, а в 1961—1963 гг. сборы флоры были повторены.

Общий список флоры (по определениям С. И. Неволиной) следующий: *Cladophlebis* sp., *Pteris parschlugiana* Ung., *Ligodium asiaticum* Bors., *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Corylus jeliseevii* Krysht., *Rubus fretalis* Bors., *Zelkova furcinervis* Bors., *Grewiopsis* sp., *Platanus* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Tr. richardsonii* (Heer) Krysht., *Tr.* cf. *sachalinensis* Krysht., *Clematis* sp. I, *Populus* cf. *cuneata* Newb., *Viburnum* sp., *Dryophyllum* sp., *Arundo pseudogoeppertii* Heer. Флора скорее датского, чем палеоценового возраста.

Из сборов Е. В. Быковской 1961—1962 гг. М. О. Борсук определены: *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Ginkgo minor* Holl., *Pinus hyperborea* Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Sequoia sternbergii* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Taxodium dubium* Heer, *T. tinajorum* Heer, *Taxites olrikii* Heer, *Thuites ehrenswardii* Heer, *Arundo* sp., *Juglans nigella* Heer, *Alnus carpinoides* Lesq., *Zelkova furcinervis* Bors., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Tr. richardsonii* (Heer) Krysht., *Tr. smilacifolia* (Newb.) Krysht., *Tr. speciosa* (Ward) Berry, *Zizyphus hyperborea* Heer, *Aralia* sp., *Grewiopsis juconensis* Holl.

В этих комплексах характерно наличие представителей позднемеловой растительности и появление раннепалеогеновых видов.

Хасанский район

Новопосьетская свита, условно относимая к тадушинскому горизонту, распространена в Хасанском районе — на побережье залива Петра Великого. На северо-западном берегу п-ова Посьет ее выделил и описал Г. М. Власов. Эта свита несогласно залегает на размытой поверхности верхнепалеозойских пород и также несогласно перекрывается эоценовыми образованиями — либо угленосной назимовской свитой, либо зайсановскими базальтами. Новопосьетская свита представлена липаритами, липарито-дацитами, их туфобрекчиями, псаммитовыми и псефитовыми туфами, переходящими выше в андезито-дациты и трахидациты. Мощность свиты в районе п-ова Посьет 50 *м*. В ее нижней части содержатся неопределимые отпечатки листьев растений.

Покровы новопосьетских эффузивов распространены вдоль побережья моря и на северо-восток до берегов бухты Славянка (Адиминская впадина). Здесь они состоят из белых флюидальных липаритов, псаммитовых и псефитовых туфов, а также туфобрекчий кислого

https://jurassica.ru/

состава, среди которых залегают покровы серых плагиоклазовых андезитов и прослои серо-зеленых туфогенных алевролитов. Видимая мощность свиты в этом районе около 50 *м* (Б. И. Васильев, 1961 г.).

ЭОЦЕН

Эоценовые отложения имеют несколько большее распространение, чем палеоценовые, они представлены угленосными толщами и покровами базальтов. По флористическим комплексам эоцен подразделяется на два горизонта: нижний — майтунский и верхний — кузнецовский. Майтунский горизонт представлен угленосными свитами — назимовской и майтунской. Кузнецовскому горизонту соответствуют зайсановская, суворовская и кузнецовская свиты, представленные базальтами, и нижняя часть угловской свиты, по-видимому, отвечающая по возрасту кузнецовским базальтам. Описание угловской свиты приведено при характеристике олигоценовых отложений.

Майтунский горизонт

Хасанский район

Назимовская свита в Хасанской впадине была выделена и изучена Г. М. Власовым в 1948 г. на п-ове Посьет. Свита залегает на новопосьетских эффузивах с размывом и согласно перекрывается зайсановскими базальтами. Разрезы свиты известны в береговых обнажениях бухты Экспедиции.

В основании свиты залегают галечно-мелковалунные конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками, нижняя часть которых на отдельных участках имеет брекчиевидный характер (делювиально-пролювиальные отложения). Кверху конгломераты переходят в крупнозернистые, довольно хорошо отсортированные песчаники, среди которых встречаются отдельные, хорошо окатанные мелкие валуны и гальки липаритов и их туфов (псефитовых и пепловых). Породы верхней части этого горизонта имеют косослоистость руслового типа.

Выше залегает песчано-алевролитовая угленосная толща мощностью 30—50 *м*, в ней преобладают разнообразные алевролиты с прослоями среднезернистых песчаников, пепловых туфов, углистых алевролитов и с пластами угля. Среди алевролитов встречаются светло-серые, зеленовато-серые и серые неслоистые и неясно-слоистые со скорлуповато-конкреционной текстурой (отложения мелких проточных озер) и темно-серые неправильно- и тонкогоризонтальнослоистые разности. Местами приобретающие листоватую текстуру (осадки слабопроточных, непроточных и зарастающих озер). Кроме алевролитов, изредка встречаются прослои и линзы темно-серой с красно-бурым оттенком смешанной песчано-глинистой породы со спутанно-волнистой текстурой (образования мелких зарастающих водоемов и подножия склонов), с многочисленными линзочками витрена (до 1,5 *см*) и обильными растительными остатками.

Угли назимовской свиты, переходные от бурых к каменным, полосчатые (кларено-витреновые), реже тонкоштриховатые, многозольные. Нередко угли сильно рассланцованы. Мощность угольных пластов незначительна и лишь в единичных случаях является рабочей (до 2,1 *м*).

Характерной особенностью назимовской свиты, по Г. М. Власову, является незначительная туфогенность (при этом более туфогенной является верхняя часть), преобладание алевролитов и аргиллитов над песчаниками, частая перемежаемость тонких слоев различного лито-

http://jurassica.ru/

логического состава, значительная литификация слоев и содержание большого количества кремнисто-песчаных и сидеритовых конкреций.

Из низов свиты, из черных аргиллитов и алевролитов М. О. Борсук (1947) определены: *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Juglans nigella* Heer, *Zelkova ungeri* (Kov.) Ett., *Evonimus celastrophylla* Baik. Из средней части свиты ею определены *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Betula* cf. *prisca* Ett., *Juglans nigella* Heer, *Alnus* sp., *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Zelkova ungeri* (Kov.) Ett. На основании присутствия в назимовской и нижнедуйской свитах общих видов флоры (*Osmunda sachalinensis* Krysht., *Evonimus celastrophylla* Baik., *Juglans nigella* Heer), М. О. Борсук сделала вывод о принадлежности назимовской флоры к эоцену.

По данным М. Д. Болотниковой, для назимовской свиты характерен следующий спорово-пыльцевой комплекс: в значительных количествах содержатся Polypodiaceae, *Gleichenia*, Juglandaceae, *Castanea*, *Quercus*; немного Ginkgoaceae, Taxodiaceae, Moraseae, *Ulmoideipites*; мало *Cibotium, Podocarpus, Picea, Palmae* и единичные зерна Cyatheaceae, *Mohria, Anemia, Lygodium, Nipa, Phoenix, Laurus,* Proteaceae.

Мощность назимовской свиты в Краскинской депрессии оценивается в 50—70 *м*.

На п-ове Клерка назимовская свита залегает на липаритовых туфах, относимых Г. М. Власовым к новопосьетской свите. Она представлена 12-метровой пачкой темно-серых алевролитов и аргиллитов с пластами угля до 1 *м* мощности, которая перекрывается псаммитовыми и псефитовыми туфами основных пород с линзами конгломератов и гравелитов мощностью 15—20 *м*.

Г. М. Власов (1949 г.) эти угленосные отложения по возрасту сопоставляет с назимовской свитой, а Б. И. Васильев (1961 г.) с надеждинской свитой. Бедный растительный комплекс, собранный из алевролитов (Криштофович, 1937), не позволяет с определенностью судить об их возрасте. Однако Ю. Б. Устиновский (1965) по литологическим признакам и налеганию на эту толщу эффузивов основного состава, вслед за Г. М. Власовым, относит ее к назимовской свите.

Западный Сихотэ-Алинь

Майтунская свита установлена В. В. Медведевым (в 1963 г.) в Майхинской впадине в Западно-Сихотэ-Алинском районе. Ее аналоги известны в Средне-Бикинской и предполагаются в Верхне-Бикинской, Даубихинской и Бейцухинской впадинах. В. В. Медведевым свита подразделена на две подсвиты.

Нижняя (угленосная) подсвита выходит на дневную поверхность в юго-восточном борту депрессии. Угленосные отложения подсвиты наблюдаются также в бассейне р. Чам-Чагоуза и на северном побережье бухты Суходол. На большей части депрессии они скрыты под покровами неогеновых базальтов.

В основании подсвиты залегают базальные конгломераты и брекчии мощностью 2—5 *м*, представленные галькой или щебенкой подстилающих пород, сцементированной песчано-глинистым материалом. Во всех разрезах базальные слои представлены брекчиями, за исключением центральной части депрессии, где в основании свиты лежат конгломераты, мощность которых увеличивается к северу. Выше базальных слоев залегает толща аргиллитов, алевролитов и песчаников мощностью до 200 *м* с пластами каменного угля. Песчаники представлены в основном мелкозернистыми разностями.

http://jurassica.ru/

Нижняя подсвита содержит 8—10 пластов угля мощностью от 1 до 2,5 *м*. Наибольшая мощность угольных пластов отмечается в центральной части впадины. По степени углефикации угли являются переходными от бурых к каменным. Это черные, блестящие и полублестящие угли с раковистым изломом.

Для нижней подсвиты характерно изменение состава пород и угленосности по простиранию. Преобладающие в южной части района грубообломочные породы к северу сменяются мелкозернистыми разностями. Мощность подсвиты колеблется от 120 до 220 *м*. Наибольшая ее мощность южнее р. Цимухе.

В породах подсвиты содержатся споры и пыльца: Dicksoniaceae, Cyatheaceae, Polypodiaceae, Gleicheniaceae, Schizaeaceae, Osmundaceae, *Ginkgo, Podocarpus,* Pinaceae, Taxodiaceae, *Gnetum, Pandanus, Palmae, Nipa, Trachycarpus*, Myricaceae, Juglandaceae, Betulaceae, Fagaceae, *Ficus,* Santalaceae, Proteaceae, Trochodendraceae, *Magnolia, Lyriodendron, Illicium, Cinnamomum,* Buxaceae, *Sapindus, Sterculia, Nyssa,* Myrtaceae и др. По определению М. А. Седовой, этот комплекс позволяет говорить об эоценовом возрасте подсвиты.

Многочисленные растительные остатки, собранные В. В. Медведевым из пород подсвиты, по определению С. И. Неволиной, имеют эоценовый возраст: *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Salix varians* Goepp., *Populus longepetiolata* Bors., *P. zaddachii* Heer, *Juglans nigella* Heer, *Betula brongniartii* Ett., *Ulmus carpinoides* Goepp., *Alnus corylifolia* Lesq., *Fagus deucalionis* Ung., *Zelkova ungeri* Kov., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Magnolia nordenshioldii* Heer, *Liquidambar europaea* A. Br., *Platanus guillelmae* Goepp., *Alangium aequalifolium* (Goepp.) Krysht. et Bors., *Viburnum ussuriensis* Krysht. и др.

М. О. Борсук определены *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Salix varians* Goepp., *Juglans nigella* Heer, *Zelkova ungeri* Kov., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Magnolia maichensis* Bors., *Liquidambar europaea* A. Br., *Platanus quillelmae* Goepp., *Viburnum oppositinerve* Ward и другие позднепалеоценово-эоценового возраста.

Верхняя (чагоузская) подсвита залегает согласно на угленосной подсвите. На поверхности эта подсвита обнажается только в бассейне р. Чам-Чагоуза и в районе мыса Виноградного. Подсвита сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками. В ней отсутствуют пласты угля. Породы довольно однообразны. Алевролиты имеют различный цвет — темный, серый, зеленоватый, почти белый. Они часто туфогенные, иногда встречаются почти чистые туффиты. У бортов впадины увеличивается количество песчаного материала, а в центральной части депрессии наблюдается в основном тонкоотмученный материал. Состав пород с юга на север меняется. На юге развиты в основном разнозернистые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. К северу в составе подсвиты существенную роль играют алевролиты и аргиллиты.

Мощность подсвиты колеблется от 70 до 200 *м*. Общая мощность свиты достигает 440 *м*.

На схеме, принятой стратиграфическим совещанием в 1965 г., нижняя возрастная граница свиты опущена, по предложению М. О. Борсук, до верхов палеоцена. Однако наибольшее сходство майтунская флора проявляет с флорой нижнедуйской эоценовой свиты Сахалина. То же можно сказать и о спорово-пыльцевом спектре (М. А. Седова,

http://jurassica.ru/

Н. С. Громова). В связи с этим мы считаем, что формирование отложений майтунской свиты началось в эоцене.

Кроме того, на Западном Сихотэ-Алине аналоги майтунской свиты обнаружены в самой северной впадине этого района — Средне-Бикинской. Здесь к эоцену относится нижняя угленосная толща. По данным В. М. Чмырева (1962 г.), она сложена внизу галечниками мощностью до 40 *м*, а выше — чередующимися слабосцементированными темно-серыми песчаниками, аргиллитами, углистыми аргиллитами, углями. Отмечается до 10 угольных пластов мощностью 3—4 *м*. Четыре пласта находятся в нижней части толщи, а остальные равномерно распределены в вышележащих частях. Угли переходные от бурых к каменным, приближающиеся к длиннопламенным. Мощность более 300 *м*.

В средней части толщи В. М. Чмыревым, а позднее И. В. Ксенофонтовым собрана флора, среди которой С. И. Неволиной и Р. С. Климовой определены *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Fagus antipovii* Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Acer* sp., *Liquidambar europaeus* A. Br.

Кузнецовский горизонт

Породы кузнецовского горизонта имеют ограниченное распространение. На Сихотэ-Алине и в Хасанском районе они слагают водоразделы и выполняют впадины. Рассматриваемый горизонт представлен зайсановской, суворовской и кузнецовской свитами.

Хасанский район

Зайсановская свита была выделена Г. М. Власовым (1949 г.) под названием «зайсановские эффузивы» в районе п-ова Посьет. Впоследствии эти эффузивы и одновозрастные образования Хасанского района были изучены Б. И. Васильевым (1960 г.) и описаны как толща эффузивов основного и среднего состава и их туфов.

Выходы зайсановской свиты известны на п-овах Краббе и Посьет и вдоль шоссейной дороги от пос. Краскино до устья р. Гладкая, т. е. в юго-восточной части Хасанской (Краскинской) впадины. В центральной и западной частях впадины свита отсутствует.

По данным Б. И. Васильева, зайсановская свита лежит несогласно на верхнепалеозойской толще и липаритах новопосьетской свиты и без видимого несогласия — на назимовской свите. Зайсановские эффузивы представлены базальтами и андезито-базальтами и их туфами, местами переходящими вверх по разрезу в андезиты и дациты. Базальты представлены оливиновыми и пироксеновыми разновидностями, имеющими иногда миндалекаменную текстуру. Чаще всего это плотные, крепкие породы со столбчатой или плитчатой отдельностью.

На п-ове Краббе, по Б. И. Васильеву, в основании эффузивов залегает базальный горизонт, представленный лавобрекчиями базальтов. В обломках — остроугольные глыбы и щебень гранита, вулканического стекла и андезитов. На этом же участке базальты содержат прослои черного вулканического стекла и горизонты базальтов агломератового состава мощностью до 3 *м*.

У пос. Краскино в основании разреза залегают черные долериты (35 *м*), переходящие кверху в туфы андезитов, и андезиты (25 *м*).

На п-ове Посьет на назимовской свите залегают черные плотные андезиты (андезито-дациты), переходящие выше в темно-серые трахи-

http://jurassica.ru/

андезиты с крупноплитчатой отдельностью. Выше лежат пироксеновые андезиты, переходящие в дациты.

В восточной части Краскинской впадины, в верхней части зайсановской свиты прослеживаются два горизонта коры выветривания, в которых наблюдается постоянный переход от нижележащих невыветрелых базальтов к неяснослоистым красно-бурым глинам монтмориллонитового состава.

Мощность зайсановской свиты, по Б. И. Васильеву, колеблется от 120 до 200 *м*.

Эоценовый возраст зайсановской свиты определяется тем, что она залегает на назимовской свите (п-ов Посьет и устье р. Гладкая) и перекрывается угленосными отложениями олигоценового (включая и верхний эоцен ?) возраста. Е. П. Денисов (1959) считает, что зайсановские эффузивы перекрывают низы угловской свиты и фациально замещаются последней. Однако Г. М. Власов (1945 г.) и Ю. Б. Устиновский (1964 г.) не отмечают этого.

В Адиминской впадине зайсановская свита занимает почти всю ее надводную часть. По западному берегу бухты Славянка в основании толщи располагается пачка зеленых, серых и ржаво-красных туфобрекчий и лавобрекчий базальтов, залегающих с размывом на эффузивах новопосьетской свиты. Выше залегают глыбовые лавобрекчии, состоящие из обломков серых плагиоклазовых андезитов, сцементированных туфолавой того же состава. Верхняя часть толщи сложена чередующимися покровами серых пироксеновых базальтов и прослоями их туфобрекчий. Севернее (по левому берегу р. Брусья) толща имеет в основании горизонт грубообломочных туфобрекчий мощностью около 50 *м*, на котором залегают серые и красно-бурые ноздреватые базальты с прослоями туфобрекчий. Мощность толщи основных пород в пределах Адиминской впадины в отдельных местах достигает 250 *м* (Б. И. Васильев, 1961 г.).

Условно к верхней части зайсановской свиты Ю. Б. Устиновский и др. (1966) относит и толщу серых андезитов и дацитов, согласно залегающих на базальтах и их лавобрекчиях на междуречье рек Брусья и Адими. В нижней части этой толщи встречаются еще отдельные покровы базальтов того же облика, что и нижележащие. Между покровами залегают горизонты туфолав и лавобрекчий. Мощность этой толщи до 250 *м*.

Выходы зайсановских базальтов наблюдаются также на южной окраине Сидеминской впадины. Здесь толща начинается горизонтом темно-серых полосчатых андезито-базальтов, перекрытых сургучно-красными андезитами и их лавобрекчиями. Выше залегают темно-серые и красно-бурые массивные андезиты, андезито-базальты и базальты, иногда флюидальные, чередующиеся с горизонтами лавобрекчий и туфобрекчий. Последние состоят из крупных (до 0,5 *м*) округлых глыб базальтов и андезитов, мелкого щебня этих пород и плотного пеплового цемента. Мощность толщи около 300 *м* (Б. П. Васильев, 1961 г.).

Восточный Сихотэ-Алинь

Суворовская свита занимает незначительную площадь в Тадушинской впадине, где она была выделена Е. В. Быковской (1959). Эта свита перекрывает размытую поверхность тадушинской свиты, несогласно залегает на верхнемеловых эффузивах и в свою очередь перекрыта угленосной возновской свитой олигоценового возраста.

http://jurassic.ru/

Свита представлена зеленовато-серыми миндалекаменными базальтами. Миндалины выполнены халцедоном. Отдельные базальтовые потоки разделены корами выветривания. Последние представляют собой лишь сильно разрушенную материнскую породу, имеющую красновато-бурые оттенки, «изъеденные» неровные поверхности и «карманы», заполненные обломочным материалом. Мощность базальтов в Тадушинской депрессии 180—200 *м*.

Из проб, отобранных в прослоях пепловых туфов, М. А. Седовой определены споры и пыльца Polypodiaceae, *Gleichenia, Podocarpus,* Araucariaceae, *Dacridium, Picea, Cedrus, Pinus, Glyptostrobus,* Juglandaceae, *Magnolia.* По заключению М. А. Седовой, этот растительный комплекс характерен для эоцена.

Кузнецовская свита распространена на Восточном Сихотэ-Алине за пределами Приморского края. Небольшие покровы базальтов залегают в бассейнах рек Кхуцин, Единка, Самарга и др.

На западном Сихотэ-Алине базальты кузнецовской свиты, по данным В. О. Соловьева (1960 г.), занимают незначительные площади в виде разобщенных остатков покровов и потоков, состоящих из андезито-базальтов, реже долеритов, базальтов и андезитовых порфиритов, рвущих самаргинскую и богопольскую свиты. Эти потоки, возможно, и покровы, имеют довольно крутые углы падения подошвы (10—20°, иногда до 30—40°), на основании чего В. О. Соловьев, Г. Р. Рошкован и др. (1960 г.) предполагают, что андезито-базальты изливались в условиях резко расчлененного рельефа. Со временем потоки и небольшие покровы были расчленены эрозией и сохранились лишь на водоразделах и склонах. Их мощность 80—150 *м*.

Андезиты и андезито-базальты известны также в бассейне нижнего течения р. Бикин (Б. Я. Черныш, 1964 г.). Они имеют субвулканические и покровные формы залегания, тесно связанные между собой. Покровы залегают горизонтально. Иногда на поверхности некоторых покровов встречаются маломощные (1—2 *м*) коры выветривания. Мощность покрова 250—300 *м*. Породы залегают на липаритах и перекрываются олигоценовыми угленосными отложениями Нижне-Бикинской депрессии, на основании чего Б. Я. Черныш отнес эти образования к эоцену, сопоставив их с кузнецовской свитой.

ОЛИГОЦЕН

Олигоценовые отложения представлены туфогенно-осадочными угленосными толщами, выполняющими многочисленные впадины. Эти толщи иногда замещаются эффузивами кислого состава.

По флористическим комплексам олигоцен подразделяется на два горизонта — угловский и надеждинский. В некоторых малоизученных впадинах эти горизонты пока не выделены, и описание олигоцена в этом случае приведено в конце раздела. Там же дана характеристика олигоценовых эффузивов.

Угловский горизонт

Угловский горизонт представлен одноименной свитой, имеющей олигоценовый возраст (кроме ее нижней части).

Угловская свита залегает, по-видимому, с размывом на майтунской свите или с угловым несогласием на более древних отложениях. Она распространена шире, чем майтунская свита и установлена в южной части Суйфунского района, в Западно-Сихотэ-Алинском и в Хасанском районах.

https://jurassic.ru/

Суйфунский район

В Артемовской и Тавричанской впадинах угловская свита с резким угловым несогласием залегает на триасовых и меловых отложениях и перекрывается надеждинской свитой, при этом в районах г. Артема и пос. Тавричанка наблюдается постепенный переход к вышележащей свите, а на западном побережье Амурского залива, по данным В. В. Медведева (1947) и А. А. Асипова (1960 г.), эти свиты разделены перерывом. В сложении свиты принимают участие конгломераты и песчаники, алевролиты, аргиллиты и их туфогенные разности, углисто-глинистые сланцы и бурые угли. Характерной особенностью является обогащение обломочных пород свиты сидеритом, при этом в осадочной толще появляются либо маломощные (0,05—0,40 *м*) линзы, либо сферические (в виде конкреций) отдельности сидеритового состава. Породам свиты свойственна общая закономерность — смена вверх по разрезу грубообломочного материала, характерного для основания свиты, мелкообломочным, а еще выше — тонкообломочным.

На п-ове Речном, у мыса Бредихина, Г. М. Власов в 1938 г. описал следующий разрез свиты:

1. Горизонт щебней, состоящих из песчаников и сланцев мезозоя . . 15 *м*
2. Кремово-серые аргиллиты с включением галек углей и щебня, переходящие кверху в мелко- и среднезернистые туфогенные песчаники и алевролиты с тонкими прослоями сидерита и семью пластами бурого угля . . 55 „
3. Конгломерат, состоящий из галек кремнистых пород и полуокатанных обломков палеогеновых аргиллитов . . . . . 1—2 „
4. Песчаники с раковинами унионид и прослоями коричневато-серых аргиллитов и алевролитов, количество которых вверх по разрезу возрастает 130 „

Общая мощность немногим более 200 *м*.

В общем, разрез угловской свиты на п-ове Речном, за исключением базальных щебней (пролювиальные образования), представлен комплексом осадков озерно-болотных фаций.

К северу от пос. Тавричанка характер отложений резко меняется. Нижняя часть толщи представлена крупнозернистыми песчаниками, конгломератами и брекчиями, т. е. осадками руслово-пойменного комплекса фаций мощностью 100—150 *м* (Г. М. Власов, 1949 г.).

В бассейне р. Батальянза, на Артемовском буроугольном месторождении, Ю. Б. Евланов (1960 г.) выделяет три типа разрезов, отличающихся главным образом литологическим составом базальных слоев.

На южном борту впадины в основании угловской свиты лежит невыдержанный слой древнего делювия мощностью до 7 *м*. Это алевролиты с включениями остроугольного щебня и угловатых обломков мезозойских и палеозойских пород. Выше залегают алевролиты, аргиллиты и песчаники с 7—8 группами угольных пластов непостоянной мощности. Мощность 200—300 *м*. В центральной части, предположительно на верхнетриасовых отложениях, лежат мелко- и среднегалечниковые конгломераты, мелко- и тонкозернистые песчаники и алевролиты, не содержащие обломков пород. В базальных слоях присутствуют конкреции сидерита и прослои сидеритизированных пород. Выше лежат аргиллиты и песчаники с 6—7 группами угольных пластов мощностью 0,1—1,5 *м*.

На северном борту депрессии характерно преобладание грубообломочных пород и почти полное отсутствие угольных пластов и прослоев. Это главным образом конгломераты, по-видимому, руслового происхождения. Южнее конгломераты замещаются песчаниками, алевролитами, аргиллитами и содержат 2—3 пласта зольного угля нерабочей мощности.

http://jurassica.ru/

В западной части депрессии нижнюю часть разреза занимают конгломераты (180—200 *м*). По мнению Ю. Б. Евланова, они также являются русловыми отложениями. Выше расположены алевролиты, песчаники и аргиллиты с 5—6 группами угольных пластов. М. С. Карасев считает, что на северной окраине Артемовской впадины мощность угловской свиты достигает 350 *м*.

Количество угольных пластов и их мощность уменьшаются с юга на север. Нередко угольные пласты как бы «обтекают» выступы допалеогенового фундамента. В юго-западной части Артемовской впадины промышленные кондиции имеют нижние угольные пласты, на остальных участках — средние. В фациальном отношении в юго-восточной и центральной частях Артемовской впадины угловская свита представлена осадками озерно-болотного комплекса фаций, а в западной и северной частях либо руслово-пойменными образованиями, либо переслаиванием осадков руслово-пойменного комплекса фаций с отложениями озерно-болотного комплекса.

Верхнеэоценовый (?)—олигоценовый возраст угловской свиты доказывается палеонтологически.

В нижней части угловской свиты (в нижнем рабочем угольном пласте шахты 3-с, на Артемовском месторождении) была обнаружена фауна млекопитающих: *Rhinotitan orientalis* Janov., *Procadurcodon orientalis* Gromova, *Eotrigonius borissiaki* Bel., мелкие хищники и черепахи (Трофимов, 1954; Яновская, 1957; Громова, 1960 и др.). Мелкие бронтотерии — ринотитаны помимо угловской свиты встречаются в верхнеэоценовых отложениях Монголии, но монгольские виды (три вида) отличаются от приморского меньшей специализацией (Яновская, 1957). Представители *Procadurcodon* нигде, кроме Приморья, не встречены, но болотные носороги (сем. Amynodontidae) в Азии в общем развивались от верхнего эоцена до верхнего олигоцена. По мнению Е. И. Беляевой (Beliajewa, 1959), *Eotrigonius borissiaki* Bel. близок к североамериканским эоценовым носорогам. Как видно, возраст фауны млекопитающих определяется как верхний эоцен—олигоцен.

Из эксплуатирующихся угленосных горизонтов Г. Д. Петровским была собрана фауна беспозвоночных и флора. Из фауны С. М. Поповой (1963) определены пресноводные моллюски *Cipangopaludina* (в том числе *C. artemica* Popova), *Heudeana* (в том числе *H. borealis* Popova), *Hyriopsis, Limnoscapha, Anodonta, Unio, Cuneopsis* (?).

Свита содержит многочисленные растительные остатки. Из сборов с п-ова Речного Б. М. Штемпелем были определены: *Equisetum* sp., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Juglans nigella* Heer, *J. acuminata* A. Br., *Pinus* sp., *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Taxodium distichum miocenum* Heer, *T. gracile* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Alnus* sp., *Fraxinus juglandina* Sap., *Castanea kubinyi* Kov., *Trochodendroides* cf. *arctica* (Heer) Berry, *P. zaddachii* Heer, *Quercus lonchites* Heer, *Rhamnus gaudinii* Heer, *Salix* sp., *Platanus guillelmae* Goepp., *Ficus tiliaefolia* Heer, *Tilia* cf. *sachalinensis* Heer, *Corylus insignis* Heer, *Prunus* sp., *Grewia obowata* Heer, *G. crenata* (Ung.) Heer, *Zelkova ungeri* Kov., *Z. keaki* Sieb., *Fagus antipovii* Heer, *Carpinus grandis* Ung., *Carpiniphyllum pyramidale* Goepp., *Aesculus* sp., *Hedera macclurii* Heer, *Zizyphus* sp., *Vitiphyllum* cf. *naumanii* Nath., *Phragmites* sp.

По мнению А. Н. Криштофовича и М. О. Борсук, состав флоры, собранной в этой свите, указывает на ее палеогеновый возраст.

Из сборов Г. Д. Петровского М. О. Борсук определила: *Juglans picroides* Heer, *Platanus* cf. *guillelmae* Goepp. и *Trochodendroides*

https://rasmi.ru/

arctica (Heer) Berry. По мнению М. О. Борсук, эта флора характерна для верхнеэоценовой нижнедуйской свиты о. Сахалин.

Из дополнительных сборов Г. М. Власова М. О. Борсук определила *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Cercidiphyllum (Trochodendroides) arcticum* (Heer) Berry и *Trochodendroides richandsonii* (Heer) Krysht. По заключению М. О. Борсук, присутствие двух последних форм говорит о возможной принадлежности нижней части угловской свиты к верхнему эоцену.

При сопоставлении спорово-пыльцевых комплексов угловской и сахалинской флор (возраст последней контролируется фауной) обнаруживается сходство угловской флоры с флорой нижнедуйской свиты. Среди голосеменных в обоих случаях преобладают представители Taxodiaceae и присутствуют Pinaceae.

Среди покрытосеменных в угловском комплексе близки к нижнедуйскому представители семейств Cercidiphyllaceae, Rhamnaceae и некоторые другие.

Ряд видов *Taxodium gracile* Heer, *Trochodendroides richardsonii* (Heer) Krysht., *Tr. arctica* (Heer) Berry, *Hedera macclurii* Heer, *Platanus guillelmae* Goepp., обнаруженных в угловской флоре, в других районах выше раннего олигоцена не встречаются, причем *Trochodendroides richardsonii* (Heer) Krysht. и *Hedera macclurii* Heer характерны для наиболее древних, верхнемеловых—раннетретичных комплексов.

Спорово-пыльцевой комплекс угловской свиты Артемовского района, по данным Палинологической лаборатории ПГУ, содержит *Sphagnum, Dicksonia,* Polypodiaceae, *Gleichenia, Lygodium, Osmunda* (до 28,91%), *Cycadales, Ginkgo* (до 10%), *Dachrydium, Podocarpus,* значительное количество *Pinus,* Taxodiaceae, *Alnus,* немного *Quercus, Castanea,* меньше *Carya, Corylus, Rhus,* Oleaceae. Отмечены *Pasania,* Myrtaceae и др.

Учитывая состав фауны млекопитающих и некоторые отличия флоры нижних горизонтов свиты от вышележащих, возраст угловской свиты можно датировать как предположительно верхнеэоцен-олигоценовый.

В Глуховской впадине угловская свита мощностью до 550 *м*, содержит в основании песчано-конгломератовую толщу, сложенную мелкогалечными конгломератами и грубозернистыми песчаниками с перемытой крошкой угля, несогласно лежащими на складчатых мезозойских породах (осадки руслово-пойменного комплекса фаций). Выше лежат чередующиеся песчаники, аргиллиты, алевролиты с семью маломощными пластами бурого угля.

Спорово-пыльцевые комплексы рассматриваемых отложений и характер разреза позволяют сопоставить их с угловской свитой Артемо-Тавричанской впадины.

В Супутинской впадине угловская свита резко несогласно залегает на пермских отложениях и со слабым угловым несогласием перекрывается надеждинской свитой. По В. В. Медведеву (1951 г.), свита подразделяется на четыре толщи. В основании лежит толща конгломератов и песчаников мощностью до 60 *м*; выше располагается нижняя угленосная толща мощностью более 200 *м*, сложенная глинисто-алевролитовыми породами с тремя пластами и многочисленными пропластками бурого угля. Она сменяется непродуктивной толщей (200 *м*), представленной песчаниками и алевролитами. Еще выше расположена верхняя угленосная толща мощностью 150 *м*, образованная глинисто-алевролитовыми породами с пятью пластами и многочисленными пропластками бурого угля. В угленосных толщах Е. Е. Краснянской была

http://jurassica.ru/

собрана флора олигоценового возраста, по заключению М. О. Борсук: *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Ung.) Heer, *Juglans acuminata* A. Br., *Salix* sp., *Populus balsamoides* Goepp., *Ulmus longifolia* Ung., *Rhamnus eridani* Ung., *Corylus insignis* Heer, *Vitis nathorstii* Krysht., *Carya* sp., *Mallotus ussuriensis* Bors., *Typha latissima* A. Br.

С. И. Неволиной из сборов В. В. Медведева определены: *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Populus zaddachii* Heer, *Juglans nigella* A. Br., *Betula prisca* Ett., *Alnus corylifolia* Lesq., *Corylus macquarii* Forb., *Fagus antipovii* Heer, *Quercus furuhjelmii* Heer, *Q. alexeevii* Pojark., *Q. pseudocastanea* Goepp., *Zelkova ungeri* Heer, *Magnolia nordenskioldii* Heer, *Liquidambar europaea* A. Br., *Alangium aequalifolia* (Goepp.) Krysht. et Bors., *Vitis sachalinensis* Krysht., *Viburnum ussuriensis* Krysht. и др. Возраст флоры эоцен-олигоценовый.

Богатый спорово-пыльцевой комплекс, по заключению М. А. Седовой, свидетельствует об олигоценовом возрасте этой свиты.

Хасанский район

В Хасанском районе угловская свита залегает в Николаевской, Адиминской, Амба-Бирской, Краскинской и Хуньчуньской впадинах.

В Николаевской впадине, на западном побережье Амурского залива между мысами Атласова и Клыкова, в низах разреза угловской свиты появляются базальные конгломераты, состоящие из плохо отсортированных и слабо окатанных галек мезозойских пород, сцементированных песчано-глинистым, песчано-гравелистым или туфогенным материалом. Выше лежат туфогенные песчаники и алевролиты. В верхней части разреза появляются углисто-глинистые сланцы и пласты бурого угля. Как указывает А. А. Асипов (1960 г.), граница между угловской и надеждинской свитами на этом участке резкая, в отличие от разреза п-ова Речного. При этом надеждинская свита залегает на различных горизонтах угловской, что позволяет предполагать между ними наличие перерыва. Мощность свиты 140 *м*.

В Амба-Бирской впадине угловская свита распространена по всей площади впадины. В низах свиты залегают базальные конгломераты мощностью до 250 *м*, выше расположена собственно угленосная пачка с 5—6 пластами бурого угля.

В Адиминской впадине осадки угловской свиты встречены лишь в ее северной части, куда они непосредственно продолжаются из Николаевской, а возможно, и непосредственно из Артемо-Тавричанской депрессии. В южной части Адиминской впадины возрастным аналогом угловской свиты считается нижняя часть толщи липаритов и их туфов (см. ниже).

В бассейне р. Адими у пос. Верхнее Адими В. М. Чмыревым и др. в 1964 г. описаны отложения угловской свиты, представленные песчаниками, аргиллитами, гравелитами и конгломератами. В аргиллитах собрана флора, характерная, по заключению С. И. Неволиной и Р. С. Климовой, для угловского горизонта: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Menispermites*? sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Liquidambar europaea* A. Br., *Platanus guillelmae* Goepp., *Ulmus carpinoides* Ung., *Zelkova ungeri* Kov., *Fagus* cf. *antipovii* Heer, *Quercus* cf. *rectinervis* Bors., *Alnus* sp., *Corylus insignis* Heer, *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Schlecht., *Carya tomentosifolia* Iljinskaja, *Populus zaddachii* Heer, *P.* cf. *kryshtofovichii* Iljinskaja, *Tilia* sp., *Sorba-*

https://rasmi.ru/

ria cf. *ulmifolia* Bors., *Alangium aequalifolium* (Goepp.) Krysht. et Bors., *Vitis* cf. *olriki* Heer, *Typha latissima* A. Br.

В Краскинской впадине угловская свита изучена Г. М. Власовым, который описал ее под названием хасанской свиты. Она развита на всей площади впадины, за исключением ее крайней восточной части, и расчленяется на базальную и угленосную подсвиты (Б. И. Васильев, 1956 г.).

Базальная подсвита сложена в основном валунно-галечными конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками с галькой (русловые образования) с отдельными прослоями и линзами алевролитов и мелкозернистых песчаников (пойменные осадки). В западной части впадины появляются дресвяники часто со щебенкой. Мощность и гранулометрический состав подсвиты крайне изменчивы. Максимальная наблюдаемая мощность достигает 180 *м* в северо-восточной части впадины (Власов, 1949).

Угленосная подсвита в центральных частях впадины сложена чередующимися серыми и темно-серыми алевролитами, алевроаргиллитами и аргиллитами озерного происхождения, аркозовыми песчаниками, светлыми туфогенными средне- и мелкозернистыми песчаниками (русловые и пойменные осадки), туффитами и туфами кислого состава, осадившимися главным образом в озерных условиях (Устиновский и др., 1966). В подсвите установлено наличие четырех пластов рабочей мощности (до 7 *м*) и ряд угольных прослоев. Угольные пласты не выдержаны по простиранию и имеют сложное строение. Характернейшей особенностью угленосной подсвиты является ее очень высокая туфогенность. Так, в центральных частях впадины туфогенные породы составляют более половины всей мощности подсвиты. К окраинам впадины состав подсвиты становится более грубообломочным, вплоть до перехода толщи в песчано-гравийную и даже в песчано-галечную.

Мощность угленосной подсвиты, по Г. М. Власову, колеблется от 30 до 170 *м*. Максимальной мощности (350 *м*) вся свита достигает в северо-восточной части впадины, восточнее пос. Шахты.

В глинах из верхней части угловской свиты Г. М. Власовым собрана флора: *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Taxites ussuriensis* Krysht., *Biota borealis* Heer, *Alnus carpinoides* Lesq., *Populus truncata* Bors., *Castanea ungeri* Heer и др.

В западной части Хуньчуньской впадины (на территории КНДР) отложения, синхронные угловской свите, выделяются в свиту Хамён, олигоценовый возраст которой доказывается палеоботанически (Пак Сен Ук и Ким Чон Нэ, 1957; Устиновский и др., 1966), а в центральной части (на территории КНР) эти же отложения являются нижней частью мощной угленосной толщи, именуемой свитой Хуэйнин (Региональная стратиграфия Китая, 1960; Устиновский и др., 1966).

В восточном ответвлении Хуньчуньской впадины, заходящем на территорию СССР, аналоги угловской свиты представлены в нижней своей части грубообломочными образованиями мощностью до 90 *м* (Г. М. Власов, 1945 г.). У северного борта депрессии развиты конгломераты, иногда с мелкими валунами гранита, по литологическим признакам относящиеся к русловым образованиям предгорной долины, а у южного борта базальные слои представлены дресвяниками и щебенниками.

Вышележащая угленосная толща мощностью до 130 *м* сложена средне-, крупно- и грубозернистыми песчаниками с отдельными слоями и прослоями конгломератов, гравелитов и алевролитов. Некоторые слои алевролитов имеют признаки туфогенности. Чистые пепловые туфы

http://jurassica.ru/

наблюдаются в верхней части подсвиты в виде редких и маломощных прослоев. Среди песчаников встречаются линзы и весьма невыдержанные пласты угля, обычно со следами размывов в кровле. Конгломераты, гравелиты и подавляющее большинство песчаников являются русловыми осадками долин предгорного типа. Лишь в южной части впадины наблюдаются отдельные прослои средне- и крупнозернистых песчаников, сформировавшихся в условиях паводков.

Алевролиты формировались преимущественно в условиях мелких проточных водоемов.

Западный Сихотэ-Алинь

В Западном Сихотэ-Алине угловская свита установлена в Майхинской впадине и предполагается в Средне-Бикинской, Верхне-Бикинской, Бейцухинской, Шетухинской, Даубихинской и некоторых других впадинах.

В Майхинской впадине угловская свита залегает, по-видимому, с перерывом на майтунской. Она представлена толщей мощностью до 400 *м*, состоящей преимущественно из озерно-болотных и озерных отложений, — аргиллитами, алевролитами, песчаниками и песчано-галечниковыми накоплениями. Она содержит несколько десятков невыдержанных пластов угля и углистых сланцев, причем наиболее устойчивые угольные пласты наблюдаются в центральной части депрессии.

В породах свиты В. В. Медведевым собрана богатая коллекция растительных остатков. Среди последних С. И. Неволиной определены: *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *T. richardsonii* (Heer) Krysht., *Platanus* aff. *guillelmae* Goepp., *P. affinis* Lesq., *Ulmus carpinoides* Goepp., *Zelkova Ungeri* (Ett.) Kov., *Betula prisca* Ett., *Fagus antipovii* Heer, *Castanea longifolia* Bors., *Quercus ussuriensis* Krysht., *Alangium aegualifolium* (Goepp.) Krysht. et Bors. и др.

Изученный М. А. Седовой спорово-пыльцевой комплекс угловской свиты характеризуется таксодиево-широколиственным составом с небольшой примесью сосновых. Много пыльцы широколиственных Betulaceae, Fagaceae и др., хвойных *Podocarpus, Dachrydium, Cedrus,* Pinaceae, Taxodiaceae (часто преобладающими в комплексе) и др. Субтропические элементы представлены *Nipa, Trachycarpus,* Proteaceae, *Cinnamonum, Sarcococca, Pandanus* и др.

Как листовые отпечатки, так и спорово-пыльцевой комплекс указывают на эоцен-раннеолигоценовый возраст содержащих их отложений. В Средне-Бикинской впадине на нижней угленосной толще, относящейся к майтунской свите, с перерывом в осадконакоплении залегает непродуктивная толща, сложенная песчаниками и алевролитами с 1—2 тонкими пропластками угля и углистого аргиллита. В основании этой толщи имеется 30-метровая пачка гравийно-галечных пород. Мощность этих отложений достигает 150 *м*.

Выше лежит верхняя угленосная толща, состоящая из песчаников, алевролитов и аргиллитов с 28 пластами бурого угля, из которых 17 имеют рабочую (до 18 *м*) мощность. Верхняя угленосная толща имеет мощность до 350 *м*.

В этих двух толщах встречается олигоценовая флора: *Taxodium dubium* Heer, *T. tinajorum* Heer, *Carpinus* sp., *Ulmus braunii* Heer, *Betula* sp., *Evonymus celastrofilla* Baik. и др. Судя по флоре, эти отложения принадлежат либо к верхней части угловской свиты, либо к надеждинской свите.

http://jurassica.ru/

Здесь обнаружены споры *Sphagnum,* Polypodiaceae, *Lygodium, Botrychium* и пыльца *Osmunda, Ginkgo, Podocarpus, Tsuga,* Pinaceae, *Juglans, Alnus, Fagus, Ulmus,* Moraceae, *Magnolia, Liquidambar, Rhus, Ilex* и др.

Надеждинский горизонт

Рассматриваемый горизонт представлен одноименной свитой, последняя в большинстве случаев согласно залегает на угловской, но имеет значительно более широкое распространение, трансгрессивно и несогласно перекрывая более древние породы. Она обычно выполняет те же впадины, что и угловская свита и, кроме того, многочисленные впадины Приханкайского района.

Суйфунский район

В Суйфунском районе надеждинскую свиту изучали Б. М. Штемпель в 1924 г. на п-ове Речном, а позднее Г. М. Власов, описавший ряд ее разрезов. В Артемо-Тавричанской впадине, в районах Артемовского и Тавричанского буроугольных месторождений, рассматриваемая свита связана с подстилающей — угловской — постепенными переходами. На п-ове Речном, по Г. М. Власову, надеждинская свита представлена мощной (до 340 *м*) толщей однообразных аргиллитов и алевролитов, в значительной степени туфогенных, вследствие примеси вулканического пепла и тонких прослоев туфов. В нижней части свиты присутствуют сидеритовые конкреции, а в средней — стяжения марказита. Верхняя граница свиты проводится по подошве слоя грубозернистого песка.

Надеждинская свита характеризуется изменчивым составом. В бассейне р. Батальянза, в южном борту и в центре Артемовской котловины, по Ю. Б. Евланову, она представлена толщей монотонных аргиллитов мощностью 250—450 *м* с прослоями алевролитов и очень редко песчаников с остатками пресноводной фауны *Unio, Helix, Paludina* и отпечатками листьев широколиственной флоры. На северном борту местами нижнюю часть свиты слагают разногалечные конгломераты мощностью до 200 *м* с прослоями алевролитов и песчаников. На других участках северного борта в составе свиты принимают участие алевролиты и песчаники с редкими прослоями аргиллитов и конгломератов. В западной части Артемовской котловины среди отложений свиты появляются прослои бурых углей.

В фациальном отношении надеждинская свита представлена осадками озерно-болотного комплекса фаций (Карасев, 1962). Лишь у северного борта Артемовской котловины, по Ю. Б. Евланову, появляются конгломераты, являющиеся образованиями временных потоков и конусов выноса.

Общая мощность надеждинской свиты в Артемо-Тавричанской впадине достигает 500 *м*.

Из растительных остатков различными исследователями были определены *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Castanea kubinyi* Kov., *Alnus* sp., *Salix varians* Goepp., *Liquidambar europaea* A. Br. Спорово-пыльцевой комплекс несколько отличен от спорово-пыльцевого комплекса угловской свиты и подтверждает, как и флора, ее олигоценовый возраст.

В Глуховской впадине аналоги надеждинской свиты, перекрывающие аналоги угловских отложений, представлены песчаниками, туфогенными алевролитами, аргиллитами, переполненными растительным

http://jurassica.ru/

детритом, с прослоями лигнитов (комплекс озерно-болотных отложений). Мощность свиты 300—350 *м*. Комплекс пыльцы, содержащейся в этих отложениях, по заключению М. А. Седовой, близок к комплексу олигоценовых отложений Супутинской впадины.

В Воздвиженской впадине, по данным В. К. Сохина и др. (1959 г.), отложения, относящиеся к надеждинской свите, имеют мощность 120 *м*, залегают непосредственно на фундаменте и представлены озерно-болотными осадками, переслаивающимися глинами, алевролитами, песчаниками, туффитами и туфами. В толще содержатся прослои углей. Возраст этих отложений определяется на основании спорово-пыльцевого анализа, проведенного В. Р. Морозовой.

В Раковской впадине, по данным А. К. Мигуты (1960), в основании выполняющих ее отложений залегают плохо отсортированные неслоистые аркозовые песчаники мощностью до 60 *м*, содержащие слабо окатанные гальки гранитов, а выше лежит монотонная толща мощностью до 300 *м*, представленная в основании алевролитами, которым подчинены прослои песчаников и аргиллитов. Встречено до пяти пластов бурого угля невыдержанной (0—11 *м*) мощности. В толще содержатся обугленные неопределимые растительные остатки, обломки раковин пелеципод и гастропод плохой сохранности.

В фациальном отношении нижняя часть толщи представлена осадками руслово-пойменного комплекса фаций, а верхняя — озерно-болотным комплексом (Карасев, 1962).

По составу спор и пыльцы (заключение В. Н. Гришиной) выделяются два комплекса: нижний, позднеолигоценовый, характеризующий нижнюю половину алевролитовой толщи, и верхний, раннемиоценовый — для верхней половины толщи, которая на этом основании считается аналогом усть-давыдовской свиты.

В Галенковской мульде, по данным А. Андреева и Н. Г. Буцина (1940 г.) и других, рядом скважин вскрыты отложения, представленные переслаиванием глин и песков с маломощными углистыми прослоями. В глинах иногда наблюдаются глинистые валуны и обломки угля. Толща содержит два пласта бурого угля мощностью 0,4 и 0,5 *м*. Вскрытая мощность толщи достигает 147 *м*.

В южной части Чихезской впадины, по данным Ю. Я. Громова (1959б), в основании разреза верхнего олигоцена—среднего миоцена залегает горизонт щебня мощностью 5—6 *м*. Щебням подчинены разнозернистые, плохо отсортированные песчаники и изредка алевролиты и аргиллиты. Выше по разрезу находится угольная залежь мощностью до 30 *м*. В северном направлении она расщепляется на многочисленные угольные пласты и пропластки, разделенные между собой алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. Разрез завершается пачкой (30 *м*) аргиллитов и алевролитов, сложенной серыми аргиллитами и алевролитами, переслаивающимися с мелкозернистыми песчаниками. Вероятно, эта пачка является уже аналогом усть-давыдовской свиты.

В нижней части разреза Я. В. Медведевым собраны остатки флоры, определенные С. И. Неволиной: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Glyptostrobus europaeus* (Ung.) Heer, *Taxodium tinajorum* Heer, *Corylus macquarii* (Forb.) Heer, *Fagus antipovii* Heer, характерные для олигоцена.

В северной части Чихезской впадины, по Ю. Я. Громову (1959б), внизу наблюдается угольная залежь («нижняя») мощностью до 10 *м*, выше залегает толща песчаников до 70 *м*, а еще выше верхняя угольная залежь мощностью до 20 *м*. Общая мощность разреза достигает 90 *м*. В районе Чихезского месторождения залегает 23 пласта бурого

http://jurassic.ru/

угля мощностью от 0,15 до 49 *м*. Количество пластов угля на разных участках, их мощность и глубина залегания не выдержаны.

Отложения содержат большое количество растительных остатков, среди которых наиболее характерными являются *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium tinajorum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Ulmus* sp., *Alnus* sp., *Rhamnus* sp., *Corylus* sp., *Fagus antipovii* Heer, *Nordenskioldia borealis* Krysht. (плод). Флора, по заключению С. И. Неволиной, имеет скорее всего олигоценовый возраст.

В глинистых аргиллитах Чихезского месторождения, по Ю. Я. Громову, содержится богатый комплекс, в котором из спор преобладают папоротники семейства Polypodiaceae, а также споры *Sphagnum, Polypodium, Acrostichum, Leptopteris, Osmunda.* Из общего содержания пыльцы хвойных больший процент приходится на долю семейства Taxodiaceae, представленного родами *Taxodium, Sequoia, Glyptostrobus.* В меньшем количестве отмечена пыльца *Ginkgo, Podocarpus, Tsuga, Picea, Larix, Cedrus, Pinus.*

Среди пыльцы лиственных пород широко представлена группа сережкоцветных. Богата и разнообразна пыльца семейств Juglandaceae, Betulaceae, в которой на долю пыльцы *Alnus* приходится до 25%. Оба комплекса отвечают лесам смешанного типа, произрастающим во влажном, теплом климате. Они отражают элементы растительности верхнего олигоцена, для которой характерно преобладание пыльцы широколиственных пород, много пыльцы бука (*Fagus*), климат теплый и влажный (Седова, 1956). Ю. Я. Громов считал, что рассмотренные выше пыльцевые спектры отвечают растительности верхнеолигоценового—нижнемиоценового времени.

В Супутинской впадине надеждинская свита, по Г. М. Власову, в северо-восточной части депрессии залегает на более низких горизонтах угловской свиты, чем в юго-западной части, что указывает на несогласие, разделяющее эти свиты. Свита мощностью 350 *м* сложена туфогенными алевролитами и аргиллитами, содержащими крупные линзы диатомитов. К средней части разреза приурочены три пласта бурого угля.

Комплекс пыльцы, по М. А. Седовой, позволяет датировать свиту олигоценом, несмотря на присутствие в пыльце из самых верхов разреза миоценовых элементов.

Хасанский район

В Николаевской впадине, севернее мыса Атласова, надеждинская свита залегает на различных горизонтах угловской свиты, что свидетельствует о наличии перерыва и размыва после формирования последней. Свита представлена однородной пачкой темно-серых аргиллитов с характерным раковистым изломом. Выше по разрезу появляются прослои светло-серых глинистых алевролитов, а еще выше — прослои пепловых туфов. Мощность надеждинской свиты 200—250 *м*.

В Амба-Бирской впадине аналогом надеждинской свиты является «глинисто-сланцевая» свита мощностью 200 *м*, залегающая на размытой поверхности отложений угловской свиты и сложенная преимущественно аргиллитами.

В Верхне-Сидеминской впадине в основании свиты на породах фундамента залегают зеленовато-серые глинистые дресвяники, туфы и туффиты кислого состава. Выше расположены косослоистые грубозернистые песчаники с прослоями галечных конгломератов и гравели-

http://jurassica.ru/

тов руслового происхождения, чередующиеся с алевролитами, липаритовыми туфами и туффитами. Встречаются пласты угля мощностью до 3 *м* (Б. И. Васильев, 1961 г.).

Флора, характеризующая надеждинскую свиту, изучена очень плохо. Содержащиеся в ней формы, за исключением некоторых, обычно имеют широкое стратиграфическое распространение (Устиновский и др., 1966).

Спорово-пыльцевой комплекс надеждинской свиты сходен с угловским комплексом. В нем постепенно уменьшается количество пыльцы субтропических растений и Taxodiaceae, увеличивается количество пыльцы Pinaceae, *Fagus, Liquidambar, Ulmus*. Здесь немного Juglandaceae, *Quercus, Castanea*. Мало *Tsuga, Betula, Rhus*. Незначительно представлены *Ginkgo, Podocarpus, Dachrydium, Glyptostrobus, Cryptomeria, Palmae, Platycarya, Platanus,* Rutaceae, *Pittosporum.*

Учитывая наличие постепенных переходов между угловской и надеждинской свитами и сходство содержащихся в них спорово-пыльцевых спектров, можно с уверенностью относить надеждинскую свиту к олигоцену.

В Краскинской впадине надеждинская свита залегает на угловской свите с постепенным переходом, она представлена светло-серыми пепловыми, реже псаммитовыми туфами и туффитами кислого состава, кверху переходящими в туфогенные алевролиты светло-серые, часто с сиреневым оттенком. Все перечисленные породы горизонтальнослоистые, что свидетельствует об их формировании в крупном водном бассейне (озере).

На восточной окраине впадины надеждинские отложения замещаются «краскинскими эффузивами» (см. ниже).

Мощность свиты (по Б. И. Васильеву) изменяется от 180 до 320 *м*.

В пепловых туфах собран и изучен богатый флористический комплекс (Криштофович, 1921б, 1937; М. О. Борсук, 1946 г.; Власов, 1949): *Woodwardia ungeri* Heer, *Equisetum arcticum* Heer, *Widdringtonia ungeri* Heer, *Pinus palaeostrobus* Heer, *P. montana* Heer, *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Taxodium distichum miocenum* Heer, *T. tinajorum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Ung.) Heer, *Taxites ussuriensis* Krysht., *Betula prisca* Ett., *Alnus carpinoides* Lesq., *Carpinus grandis* Ung., *Ulmus bronii* Heer, *Corylus insignis* Heer, *Castanea ungeri* Heer, *Quercus* sp., *Populus latior* A. Br., *Liquidambar europaea* A. Br., *Platanus aceroides* Goepp., *Cercidiphyllum japonicum* S. et Z., *Carya* sp., *Tilia sachalinensis* Heer, *Phyllites* sp., *Grewia* sp., *Hicoria magnifica* Knowlt., *Alangiophyllum chaneyi* Baik., *Crataegus antiqua* Heer, *Zizyphus* sp., *Viburnum asperum* Newb., *Phragmites oenigensis* (Brongn.) Heer и др. По заключению М. О. Борсук, данный растительный комплекс свидетельствует о переходном олигоцен-миоценовом возрасте заключающих его отложений.

В бассейне р. Адими надеждинская свита впервые была выделена в 1964 г. В. М. Чмыревым, А. А. Вржосеком и др. Она залегает согласно на угловской свите и несогласно перекрыта миоценовыми эффузивами. Свита мощностью до 180 *м* сложена алевролитами, песчаниками, аргиллитами и гравелитами. Собранная в этих отложениях флора свидетельствует, по заключению С. И. Неволиной и Р. С. Климовой, об их позднеолигоценовом возрасте. Она представлена следующими видами: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Ulmus carpinoides* Ung., *Corylus* sp., *Cyclocarya cicloptera* (Schlecht.) Iljinskaja, *Fagus* sp., *Juglans acuminata* A. Br., *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Schlecht., *Alnus* sp., *Betula natchorstii* Suzuki, *B. subpubescens*

https://rasmi.ru/

Goepp., *Carpinus* sp., *Populus balsamoides* var. *jarmolenkoi* Iljinskaja, *Salix* cf. *gracillis* Mig., *Ostrya* sp., *Desmodium* sp. и др.

Флора надеждинской свиты теснейшим образом связана с флорой нижележащей угловской свиты. Кроме того, она близка как к угловскому, так и к усть-давыдовскому флористическим комплексам Суйфунской группы впадин.

С угловской рассматриваемую флору сближает повышенное содержание Salicaceae, Cercidiphyllaceae, Rhamnaceae и сравнительно небольшое количество или отсутствие представителей Gramineae, Betulaceae, Magnoliaceae, Lauraceae, Hamamelidaceae, Platanaceae, Rosaceae и Aceraceae. М. А. Седовой (1956) определены споры: *Lycopodium*, Polypodiaceae, *Lygodium* и пыльца *Ginkgo, Abies, Tsuga, Picea, Larix, Pinus, Taxodium, Sequoia, Myrica,* Juglandaceae, Betulaceae, *Quercus, Fagus, Castanea, Ulmus, Zelkova, Menispermum, Liquidambar, Platanus, Rhus, Acer, Tilia, Sterculia,* Ericaceae и др.

Спорово-пыльцевые спектры надеждинской свиты в Хасанском и Суйфунском районах весьма сходны. Однако в Краскинской впадине комплекс отличается повышенным содержанием пыльцы (особенно подрода *Haploxylon*), *Picea, Larix*, значительно меньшим количеством Taxodiaceae, *Fagus, Liquidambar* и отсутствием *Ilex*. Следует отметить участие пыльцы хвойных с большим количеством ели и сосны, значительное сокращение Taxodiaceae, уменьшение или полное исчезновение пыльцы некоторых тропических и субтропических растений.

Приханкайский район

В Приханкайском районе надеждинская свита в большинстве впадин залегает резко несогласно на породах складчатого фундамента, реже — на толщах мелового возраста. В отдельных, наиболее глубоких впадинах, например Жариковской, можно предположить, что ее подстилают палеогеновые отложения угловской или майтунской свит. В этом районе надеждинская свита является единственной угленосной толщей, содержащей крупные запасы бурых углей.

Наиболее изученными впадинами являются Павловская, Реттиховская и Нижне-Бикинская, где надеждинская свита является наиболее угленасыщенной. В других впадинах угленосность выражена слабее и обычно не имеет практического значения. Часть впадин еще слабо изучена.

В Чихезской впадине аналоги надеждинской свиты (по Я. В. Медведеву, 1960 г.) представлены переслаивающимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками, линзообразными прослоями бурых углей. Мощность отложений от 60 до 400 *м*. В почве и кровле угольных пластов залегают маломощные прослои углистых аргиллитов и алевролитов.

В Реттиховской впадине надеждинская свита (мощностью 200 *м*) представлена алевролитами, углистыми аргиллитами, песчаниками и линзами, прослоями и пластами бурого угля мощностью от 0,1 до 40 *м*.

В свите содержатся отпечатки растений: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Zelkova* sp., *Castanea kubinii* Ung. олигоценового возраста (по С. И. Неволиной). Н. С. Громова, определявшая спорово-пыльцевые пробы, считает, что к нижней части разреза приурочена флора верхнего олигоцена, а в верхней части намечается переход к нижнемиоценовой флоре.

В Нижне-Бикинской впадине олигоценовые отложения с резким угловым несогласием залегают на более древних образованиях, в том

http://jurassica.ru/

числе и на эоценовых андезито-базальтах. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, бурыми углями. Отложениям депрессии свойственна значительная фациальная изменчивость. Среди них установлены осадки русловых, старичных, пойменных, озерных и болотных фаций.

Обособляются три фациальных комплекса отложений. Два из них, занимающие окраинное положение, практически не угленосны и изучены слабо. Третий комплекс, по данным бурения, занимает центральную и юго-западную части депрессии. Он расчленен на нижнюю угленосную, безугольную и верхнюю угленосную толщи.

Нижняя и верхняя угленосные толщи по направлению к окраинам депрессии уменьшаются в мощности и замещаются более грубозернистыми отложениями, не содержащими угольных пластов.

Нижняя угленосная толща мощностью до 600 *м* сложена внизу песчаниками с редкими прослоями аргиллитов и тремя пластами бурого угля в основании, а в средней части — переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с двумя пластами бурого угля. В верхней части развиты аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников и двумя группами пластов бурого угля. Безугольная толща мощностью 150—200 *м* сложена косослоистыми (руслового происхождения?) песчаниками, алевролитами и аргиллитами, к верхней и нижней частям толщи приурочены тонкие прослои бурого угля. Верхняя угленосная толща мощностью 590—700 *м* сложена ритмичночередующимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с группами пластов угля. В ее верхней части располагается горизонт мощностью до 150 *м*, сложенный бурым углем с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов.

В этих отложениях содержится большой комплекс растительных остатков, состоящий из *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Arundo* sp., *Juglans acuminata* Heer, *Ulmus carpinoides* Goepp., *U. longifolia* Ung., *Ulmus* sp., *Zelkova ungeri* Heer, *Pterocarya* sp., *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brongn., *Liquidambar europaea* A. Br., *Carpinus grandis* Heer, *Rhamnus gaudinii* Heer, *Rh.* cf. *rectinervis* Heer, *Alangium aequalifolium* (Goepp.) Krysht. et Bors., *Evonimus celastrophylla* Baik., *Viburnum* sp. В этом комплексе встречаются виды, имеющие широкое распространение во времени — с эоцена до верхнего миоцена. М. М. Кошман считает его возраст верхнеолигоценовым—нижнемиоценовым.

Пресноводная фауна, содержащаяся в этих отложениях, довольно четко разделяется на два комплекса. Более глубокие слои заключают *Limnoscapha lanceolata* и *Unio elegantus* скорее всего олигоценового возраста (встречены в угловской свите). Остальные пресноводные пластинчатожаберные *Viviparus leei* Hsu, *V. leei* var. *distincta* Hsu, *V.* cf. *lecytoides* (?) Bens., *V. quadratus* Heude, *V.* cf. *chaetophorus* Ramm., *V.* cf. *tulotomoides* (Ien.), *Fairbankia* (?) sp., *U.* cf. *subdactylinus* Martins., *U.* cf. *vestitoides* Martins., *Sphaerium* cf. *subsolidum* Classin, *Anodonta* sp., *Micromelania (Fairbankia) bikinensis* Martins., *Pisidium compacta* Martins., *Tulotoma tulotomoides* (Ien.) близки к пресноводным формам усть-давыдовской свиты Южного Приморья. Г. Г. Мартинсон, определявший эту фауну, отнес ее к нижнему—среднему миоцену.

Споры и пыльца, содержащиеся в этих отложениях, по М. В. Зива, разделяются на два комплекса. Первый из них характеризует почти весь разрез, за исключением средней и верхней частей верхней угле-

http://jurassica.ru/

носной толщи. Это верхнеолигоценовый комплекс с многочисленной пыльцой широколиственных покрытосеменных, среди которой видное место занимает пыльца тропических и субтропических форм (*Palmae, Magnolia* sp., Myrtaceae). Из голосеменных много пыльцы Taxodiaceae (25—50%), меньше хвойных. Встречены споры папоротников, редко мхов и хвощей. Второй нижнемиоценовый комплекс присущ верхней части верхней угленосной толщи. В нем отмечаются изменения в составе пыльцы покрытосеменных — резко уменьшается количество субтропических и тропических форм и возрастает количество представителей умеренных широт. Из голосеменных ведущая роль принадлежит хвойным; таксодиевые почти исчезают.

Вследствие недостаточной изученности отложений к олигоцену отнесены образования трех толщ, за исключением верхней части верхней угленосной толщи, условно отнесенной к миоцену.

В Алчанской впадине, которая изучена слабо, по В. И. Малыгину (1955 г.), на дневную поверхность выходит только самая нижняя часть толщи, представленная внизу гравийниками и галечниками (1,5 *м*), а выше — глинами с прослоями гравия, песка и лигнита (5 *м*). Глины содержат растительные остатки плохой сохранности.

ОЛИГОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

К нерасчлененным олигоценовым отложениям относятся краскинские эффузивы, возновская, брусиловская и кхуцинская свиты.

Хасанский район

Краскинские эффузивы распространены в Хасанском районе. Они были описаны Г. М. Власовым (1945 г.) под названием краскинских липаритов. Эти эффузивы замещают по простиранию угловскую и надеждинскую свиты и представлены покровами липаритов, лавобрекчий, игнимбритов, туфобрекчий и туфов общей мощностью до 450 *м*.

Отличительной чертой лаво- и туфобрекчий являются значительные (до 0,5 *м*) размеры составляющих их обломков. Среди туфов преобладают псаммитовые и псефитовые разности. Судя по текстурным признакам, туфобрекчии и туфы накапливались в аэральных условиях (Устиновский, 1964).

Г. М. Власов (1949) указывал на наличие поверхности размыва между зайсановской и краскинской эффузивными толщами.

Б. И. Васильев считал, что описываемые эффузивы связаны с нижележащими зайсановскими базальтами постепенным переходом. Однако Ю. Б. Устиновский (1964) на контакте зайсановских базальтов и краскинских липаритов восточнее ст. Краскино-2 в железнодорожной выемке наблюдал горизонт бентонитовой глины мощностью до 3 *м*, свидетельствующий о значительном перерыве во времени между формированием этих толщ.

На п-ове Посьет наблюдаются центры излияний липаритов, представляющие собой вертикальные трубы диаметром 3—5 *м*, выполненные эруптивной брекчией и находящиеся в толще основных пород зайсановской свиты (Б. И. Васильев и др., 1957 г.).

Краскинская свита также развита в виде небольших покровов на междуречье Адими—Рязановка и на п-ове Клерк. Ее нижняя часть, согласно залегающая на зайсановских андезитах, сложена белыми и розоватыми туфобрекчиями липаритов, содержащими прослои туфов и туфоконгломератов, сменяющимися выше светлыми фельзолипари-

http://jurassica.ru/

тами, перлитами и их лавобрекчиями, которые в свою очередь вверх по разрезу переходят в липаритовые туфы и туффиты, содержащие в ряде мест углистое вещество и остатки растений. Мощность толщи липаритов и их туфов 250—300 *м*. Весьма вероятно, что ее верхняя часть синхронна надеждинской свите.

В Сидеминской впадине нерасчлененные олигоценовые отложения, соответствующие надеждинской, а возможно, и угловской свитам, представлены крупнообломочными брекчиями, валунниками, дресвяниками и конгломератами, кверху переходящими в толщу песчаников, с подчиненными прослоями алевролитов, углистых алевролитов и с линзами угля. В толще развиты псаммитовые туфы, а в верхней части встречен пласт бурого угля (В. П. Михнович, 1932 г.).

Мощность олигоценовой толщи в этой впадине достигает 200 *м*.

Восточный Сихотэ-Алинь

Возновская свита распространена в южной части Восточного Сихотэ-Алиня. Она была впервые выделена Е. В. Быковской в бассейне р. Тадуши. В Тадушинской впадине возновская свита залегает согласно на суворовской свите и по простиранию замещается (частично перекрываясь) кислыми эффузивами брусиловской свиты.

Возновская свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углистыми аргиллитами с прослоями бурых углей. В основании свиты лежат конгломераты, в том числе брекчиевидные, мощностью до 5 *м*, содержащие обильный песчано-глинистый материал. Выше наблюдается переслаивание песчаников и алевролитов. Средняя часть свиты сложена алевролитами, туффитами, аргиллитами, в том числе шоколадно-бурыми (туфогенными?), и пепловыми туфами с маломощными (до 2 *м*) пластами углистых аргиллитов и бурого угля. Аргиллиты содержат многочисленные растительные остатки. Верхняя часть разреза (150 *м*) представлена галечниками кварцевых порфиров и порфиритов, чередующихся с аргиллитами. Общая мощность свиты 210—220 *м*.

В аргиллитах средней части свиты В. Д. Бизиным и Е. В. Быковской (1953 г.) собрана флора *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Pteris parschlugiana* Ung., *Arundo goeppertii* Heer, *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium tinajorum* Heer, *T. dubium* Heer, *Taxites ussuriensis* Krysht., *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Pinus hampeana* Ung., *P. palaeostrobus* Heer, *Carpinus grandis* Ung., *Alnus* cf. *alaskana* Baik., *Ulmus* sp., *Castanea* sp. cf. *C. ungeri* Heer, *Quercus schmidtii* Bors., *Diospyros* sp. По заключению М. О. Борсук, определявшей флору, растительные остатки имеют олигоценовый возраст.

Такого же мнения придерживается М. А. Седова, определявшая спорово-пыльцевой спектр возновской свиты.

Олигоценовые отложения в бассейнах рек Белембе и Великая Кема, по данным С. А. Гурьева и др. (1951 г.), в основании сложены конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Средняя часть разреза состоит из песчано-глинистых пород, которые вверх по разрезу сменяются туфогенными отложениями с флорой *Abies* sp., *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Acer trilobatum* A. Br., *Nymphaea* sp., *Thuites ehrenswardii* Heer, *Fagus deucalionis* Heer. А. Н. Криштофович, определивший эту флору, считал, что она указывает на эоцен-олигоценовый возраст отложений. По-видимому, из этой же части разреза происходят более ранние флористические сборы Л. И. Красного (1937 г.), из которых

http://jurassic.ru/

Б. М. Штемпелем были определены *Sequoia chinensis* Endo, *Thuites ehrenswardii* Heer, *Carpinus* sp. и *Acer trilobatum*. По мнению Б. М. Штемпеля, указанная флора свидетельствует об олигоценовом возрасте отложений.

Верхняя часть разреза представлена такими же, как и в основании, конгломератами.

Мощность отложений до 130 *м*.

В Березовской (Янмутьхоузской) впадине отложения, сопоставляемые с возновской свитой, начинаются, по данным В. В. Медведева, толщей конгломератов мощностью до 100—150 *м*. Выше залегает продуктивная толща, состоящая из переслаивающихся алевролитов, песчаников, в том числе туфогенных, и аргиллитов, которым подчинено семь буроугольных пластов, два из них достигают рабочей мощности. Мощность продуктивной толщи оценивается в 100—150 *м*.

Угленосные отложения перекрыты толщей в основном мелкозернистых пород, представленной внизу пачкой серых алевролитов и темно-серых аргиллитов мощностью 30 *м*, выше пачкой туффитов с прослоями туфогенных песчаников и конгломератов мощностью 35 *м*, на которой залегает опять пачка серых алевролитов и аргиллитов мощностью 25—45 *м*. Общая мощность толщи 100—130 *м*.

В верхнем течении р. Сучана (Верхне-Сучанская впадина), по данным В. Н. Верещагина (1948) и Г. М. Власова (1949), встречаются угленосные отложения, представленные конгломератами, песчаниками, песками, глинистыми туффитами и туфогенными глинами с бурыми углями мощностью почти 400 *м*. В этих отложениях содержатся растительные остатки, среди которых А. Н. Криштофовичем и С. М. Ткачем определены *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *S. sternbergii* Heer, *Taxodium dubium* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Iris* sp., *Carpinus grandis* Ung., *Salix* sp.

Брусиловская свита имеет значительное распространение на Восточном Сихотэ-Алине, слагая обычно верхнюю часть водоразделов или вершины гор. Выделенная Е. В. Быковской по названию с. Брусиловка, свита распространена севернее залива Владимира и в долине р. Тадуши. Свита сложена липаритами, их туфами, игнимбритами, дацитами, обсидианами, перлитами, фельзолипаритами, пепловыми туфами. Во впадинах она фациально замещает туфогенно-осадочные породы возновской свиты.

Брусиловская свита залегает на размытой поверхности кузнецовской свиты или несогласно на более древних породах, преимущественно на верхнемеловых эффузивах.

По Е. В. Быковской (1960), для брусиловской свиты характерно равное количество лав и туфов, наличие четырех-пяти потоков обсидианов и витролипаритов, присутствие среди порфировых выделений липаритов санидина, диопсида и гиперстена.

В бассейне среднего течения р. Топауза, по Е. В. Быковской, в основании свиты залегают стекловатые дациты зеленоватого цвета, олигофировые с пилотакситовой основной массой. Выше лежит мощная (150—200 *м*) толща розовых туфов, витрокластических, псаммитовых. Эта толща перекрывается зелеными и черными перлитами (35 *м*) и плагиолипаритами (65 *м*). Еще выше залегает также довольно мощная (100—130 *м*) толща зеленоватых обсидианов, переходящих выше в красноватые витролипариты. Разрез завершается толщей липаритов мощностью до 200—220 *м*, представленных черными витролипаритами, мелкосферолитовыми липаритами сиреневого цвета, коричневыми плагиолипаритами, афировыми мелкозернистыми сахаровидными фельзолипаритами белого и розового цвета, стекловатыми массивными липа-

http://jurassic.ru/

ритами, а также туфолавами липаритов типа игнимбритов. Общая мощность свиты 500—600 *м*.

В Тадушинской впадине свита представлена только лавами и туфами липаритов, залегающими на угленосных отложениях возновской свиты.

На водоразделе рек Даданцы, Кенцухе и Тетюхе (гора Седая, Якут-гора), по Р. Е. Остроумову (1950 г.) и В. А. Сапожникову (1964 г.), свита сложена чередующимися потоками дацитов, обсидианов, витродацитов, липаритов и их туфов. Мощность свиты в этом районе 715—735 *м*.

Кислые эффузивы, являющиеся аналогами брусиловской свиты, местами встречаются и в Западном Сихотэ-Алине в междуречьях Даубихе—Улахе, Сучан—Судзухе и в ряде других районов.

Кхуцинская свита, по В. Г. Плахотнику и А. С. Тишиной (1962 г.), слагает значительные поля в бассейнах рек Кхуцин, Кузнецова, Фугоу, Ландо, Биамо и в бассейне верхнего течения р. Тахобе. В нижней части свиты преобладают туфогенно-осадочные и угленосные отложения, подчиненное значение имеют лавы и туфы кислых эффузивов (В. А. Ярмолюк, 1947 г.; Ю. А. Иванов и др., 1952 г.; В. Г. Плахотник и А. С. Тишина, 1957 г.).

При общей мощности свиты 350 *м* разрез ее нижней части не превышает 50 *м*. В. Г. Плахотником и А. С. Тишиной описано несколько разрозненных неполных разрезов нижней части свиты, мощности слоев в которых измеряются единицами метров и сантиметрами.

В устье р. Биамо на андезитах кузнецовской свиты залегают аргиллиты, чередующиеся с опоками, бурыми углями, алевролитами, песчаниками; мощности слоев 0,3—0,5 *м*, реже 1,2—1,3 *м*. Остатки флоры, собранные В. А. Ярмолюком, имеют палеогеновый возраст — *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *S. langsdorfii* var. *angustifolia* Heer, *Taxodium distichum miocenum* Heer и др.

В правом борту долины р. Кхуцин против устья р. Фугоу нижняя часть кхуцинской свиты представлена чередованием конгломератов, алевролитов, аргиллитов и туфогенных песчаников (мощности слоев 0,06—0,3 *м*). Спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий, по В. Ф. Гапоновой, данный разрез, имеет олигоценовый возраст. Аналогичный возраст, по данным В. Ф. Гапоновой, имеет спорово-пыльцевой комплекс, установленный в правом борту долины р. Кхуцин в 2 *км* ниже с. Улунга, где разрез нижней части представлен черным с буроватым оттенком углем (3,5 *м*) и плотными желтовато-серыми, бурыми, песчанистыми и туфогенными глинами, переполненными растительным детритом (1,8 *м*). По р. Кузнецова, где нижняя часть свиты залегает на ольгинских кварцевых порфирах, в разрезе появляются псаммитовые туфы кислого состава. Среди растительных остатков, собранных с этого участка В. А. Ярмолюком, имеются (по определениям М. О. Борсук) плоды *Trapa borealis* Heer, характерные, по А. Н. Криштофовичу, для верхнего олигоцена Сахалина.

Верхняя часть кхуцинской свиты, по В. Г. Плахотнику и А. С. Тишиной, в бассейне р. Биамо сложена переслаивающимися кварцевыми порфирами, туфами, туфобрекчиями, туфолавами, обсидианами, фельзитами. На более высоких отметках рельефа наблюдаются липариты. Мощность верхней части свиты более 300 *м*.

В бассейне р. Кузнецова (Кузнецовская впадина) В. А. Ярмолюком (1947 г.) были собраны растительные остатки, определенные М. О. Борсук как *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Taxodium dubium* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Alnus*

http://jurassic.ru/

kefersteinii (Goepp.) Ung., *A. carpinoides* Goepp., *Quercus horniana* Heer, *Q. duensis* Baik., *Castanea ungeri* Heer, *Trapa borealis* Heer и *Phyllites* sp., что позволило М. О. Борсук считать ее олигоценовой. Подобные отложения известны также в бассейнах рек Тахобе, Светлая и в некоторых других местах.

На р. Амгу, по данным Г. М. Власова (1949), олигоценовые угленосные отложения залегают на кузнецовской свите и представлены песчаниками, глинами с пластами бурого угля; в основании — конгломераты. Мощность 150 *м*.

На угленосной толще лежит туфогенная, сложенная пепловыми туфами, туффитами и диатомитами мощностью более 150 *м*.

Из угленосных отложений А. Н. Криштофовичем были описаны *Ginkgo adiantoides* Heer, *Sequoia langsdorfii* Heer, *Taxodium distichum miocenicum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Pinus* sp., *Thuites ehrenswardii* Heer, *Fagus deucalionis* Ung., *Phragmites alaskana* Heer, *Quercus platania* Heer, *Alnus* cf. *corylifolia* Lesq., *Corylus* sp., *Myrica* cf. *vinderi* Heer, *Rhamnus rectinervis* Heer, *Grewia crenata* (Ung.) Heer, *Diospyros brachycephala* A. Br., *Porana sichota alinensis* Krysht., а М. О. Борсук (1947 г.), кроме этого, были определены *Taxites ussuriensis* Krysht., *Araucaria goeppertii* Gaudn., *Pinus montana* Heer (семя), *P. hampeana* Heer, *P. palaeostrobus* Heer, *Phragmites oeningensis* (A. Br.) Heer, *Fagus antipovii* Heer, *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Schlecht., *Corylus macquarii* (Forb.) Heer, *Myrica* cf. *vindobonensis* Ett., *Cercidiphyllum japonicum* S. et Z., *Cornus* sp., *Crataegus cockerellii* Bors., *Acer* sp., *Leguminosites* sp., *Nyssa ornithobroma* Hr. М. О. Борсук полагает, что определенная ею флора близка к олигоценовым флорам Южного Приморья, хотя и отличается отсутствием родов *Platanus, Viburnum* и *Tilia*, а также некоторых других широко распространенных форм, что вполне может быть объяснено местными условиями обитания растений. Отсюда же Т. Д. Коккореллем (Cockerell) описаны многочисленные отпечатки насекомых.

Западный Сихотэ-Алинь

В Верхне-Бикинской впадине угленосные отложения залегают с размывом на эоценовых базальтах. Внизу развиты мелкогалечные конгломераты и крупнозернистые песчаники. Выше преобладают алевролиты, аргиллиты и туфогенные породы, которым подчинены бурогугольные пласты, в том числе рабочей мощности (до 6 *м*). Так, по р. Ташанцзы вскрыто три пласта, а по р. Дунгуза — два пласта. Мощность толщи превышает 300 *м*.

Из угленосных слоев Ю. М. Логиновым и А. И. Савченко были собраны остатки растений, среди которых А. Н. Криштофовичем были определены *Ginkgo adiantoides* Brongn., *Pinus* sp., *Sequoia chinensis* Endo, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxites olrikii* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Thuites ehrenswardii* Heer, *Torreaia* sp., *Betula* sp., *Ulmus* sp., *Viburnum* sp., *Seiadophyton ussuricus* Krysht., *Pterocarya* (*Carya*?) sp., *Carpinus grandis* Ung., *Quercus platania* Heer, *Rhamnus* cf. *rechinervis* Heer. А. Н. Криштофович, определявший эту флору, считает возможным сопоставлять ее с олигоценовыми флорами р. Амгу и Хасанской впадины.

Спорово-пыльцевой спектр (определения М. А. Седовой и Е. П. Бойцовой) базальных слоев угленосной толщи охарактеризован пыльцой Pinaceae, *Abies, Picea, Pinus* (подрода *Diploxylon, Haploxylon*), *Betula* и спорами Polypodiaceae. В породах средней части толщи содержится

https://jurassica.ru/

обильная пыльца *Abies, Tsuga, Picea, Cedrus, Pinus* (подрода *Diploxylon* и *Haploxylon*), Taxodiaceae, *Taxodium, Sequoia, Myrica, Juglans, Carya, Pterocarya, Platicarya, Alnus, Corylus, Carpinus, Quercus, Fagus, Liquidambar* и споры Polypodiaceae. В самой верхней части угленосных отложений, в отличие от средней, спорово-пыльцевой спектр дополнительно охарактеризован *Ginkgo, Podocarpus, Larix, Castanea, Acer, Ulmus, Nyssa, Magnolia*, но в нем не встречены *Sequoia, Myrica, Carya, Platicarya*. По мнению М. А. Седовой и Е. П. Бойцовой, эти пыльцевые комплексы указывают на олигоценовый и может быть частично нижнемиоценовый возраст рассматриваемых отложений.

Схема сопоставления угленосных отложений палеоцена приводится на рис. 14.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Палеогеновые отложения представлены исключительно континентальными образованиями. Это прежде всего угленосные накопления многочисленных континентальных впадин Западного Сихотэ-Алиня, Суйфунского, Приханкайского и Хасанского районов. Значительно меньше развиты вулканические породы. Основными зонами распространения последних являются: Хасанский район, где наблюдается смена в разрезе по вертикали и замещение по простиранию угленосных толщ вулканогенными, а также Восточный Сихотэ-Алинь с его эоценовыми базальтоидами и олигоценовыми эффузивами кислого состава. Вулканические породы в других районах встречаются реже и имеют подчиненное значение.

Степень изученности палеогеновых отложений неравномерная. Лучше всего исследованы угленосные отложения Суйфунского района, что связано с разведочными и эксплуатационными работами на буроугольных месторождениях. Разрез осадочных толщ в Суйфунском районе является стратотипическим для материковой части Дальнего Востока.

Расчленение палеогена и корреляция разрезов осуществляется на основании изучения ископаемых растительных остатков, а также спор и пыльцы.

В целом флора палеогена характеризуется пышным развитием широколиственных листопадных растений, несколько меньшим количеством хвойных и гинкговых и незначительным содержанием папоротников. Нижняя граница палеогена проводится условно. Она определяется появлением сережкоцветных растений (*Betula, Alnus, Corylus*) в комплексе флоры, характерном для датского яруса (сочетание *Metasequoia disticha* (Heer) Miki с различными крупнолиственными представителями рода *Trochodendroides*).

На протяжении палеогена количество сережкоцветных постепенно увеличивается, а содержание древних троходендроидов и платанов постепенно уменьшается. В олигоцене последние встречаются уже в единичных экземплярах. Новый скачок в развитии сережкоцветных определяет границу между неогеном и палеогеном.

По соотношению покрытосеменных, с одной стороны, хвойных и папоротниковых, — с другой, а также по соотношению отдельных семейств внутри покрытосеменных палеогеновая флора делится на четыре комплекса — тадушинский, майтунский, угловский и надеждинский. Выделение среди палеогеновой флоры отдельных разновозрастных комплексов в значительной степени облегчает корреляцию разрезов.

http://jurassica.ru/

Наиболее ранний тадушинский комплекс характерен для раннего палеоцена. Как уже указывалось, в его состав входят хвойные и широколиственные представители позднемеловых флор *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Sequoia sternbergii* Heer, *Taxodium tinajorum* Heer, *Thuites ehrenswardii* Heer, *Ginkgo minor* Holl., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Tr. richardsonii* (Heer) Krysht., *Platanus nobilis* Newb. в сочетании с незначительным количеством появляющихся представителей кайнозойской растительности родов *Betula, Alnus, Corylus.*

Майтунский комплекс (нижний—средний эоцен) включает в себя такие характерные виды, как *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Juglans nigella* Heer, *Quercus rectinervis* Bors., *Q. grenlandica* Heer, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Liquidambar europaea* A. Br., *Platanus quillelmae* Goepp., *P. aspera* Newb., *P. rainoldsii* Newb., *Grewiopsis* cf. *microdentata* Bors., *Viburnum tilioides* Ward. При этом хвойные менее разнообразны, чем в тадушинском горизонте. Также значительно меньше встречаются Trochodendroides. Напротив, *Platanus* и *Viburnum* характеризуются большим видовым разнообразием. Увеличивается содержание сережкоцветных, из которых наиболее широко развиты представители семейства Juglandaceae.

Угловский комплекс (верхний эоцен—средний (?) олигоцен) включает такие характерные представители, как *Ligodium coulfussi* Heer, *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium tinajorum* Heer, *Myrica* cf. *vindobonensis* (Ett.) Heer, *Fagus* cf. *deucalionis* Ung., *Quercus lonchitis* Lesq., *Viburnum ussuriensis* Krysht., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Tr. richardsonii* (Heer) Krysht., *Platanus aceroides* Goepp. и др. Этот комплекс имеет промежуточный характер между майтунским и надеждинским комплексами, что находит свое выражение в наличии в нижних слоях угловского горизонта флоры майтунского типа, а в верхних — близкой к надеждинскому комплексу, характеризующемуся широким развитием семейства Fagaceae.

Самый молодой палеогеновый — надеждинский комплекс (средний (?)—верхний олигоцен) содержит *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus kefersteinii* (Goepp.) Ung., *Betula sachalinensis* Heer, *Quercus lonchites* Ung., *Q. horniana* Lesq., *Q. schmidtii* Bors., *Tilia sachalinensis* Heer и др. Сережкоцветные в этом комплексе получают свое дальнейшее развитие. Особенно многообразно семейство Fagaceae *(Quercus, Fagus, Castanea).*

Что касается палеогеновой фауны, то ее находки немногочисленны. Это пресноводные брюхоногие и пластинчатожаберные моллюски, собранные Г. Д. Петровским из угловской свиты Артемовского буроугольного месторождения и определенные С. М. Поповой (1963): *Cypangopaludina* (в том числе *C. artemica* Popova), *Heudeana* (в том числе *H. bopealis* Popova), *Hyriopsis* sp., *Limnoscapha* sp., *Anodonta sp., Unio* (*Unio petrovski* Popova, *Unio bersenevi* Popova), *Cuneopsis* (?) sp. Кроме того, в нижней части угловской свиты найдены остатки позвоночных — аминодонтов (*Procadurcodon carbonis* (Grom.), бронтотериев (*Rhinotitan orientalis* Janov.), носорогов (*Eotrigonias borissiaki* Bel.), мелких хищников, черепах. Несмотря на изолированность впадин, разрезы выполняющих их отложений обнаруживают сходство (см. табл. 16, рис. 14), что свидетельствует об одинаковых условиях осадконакопления. Однако наряду с этим отмечается и ряд особенностей, свойственных отдельным группам впадин.

https://jurassica.ru/

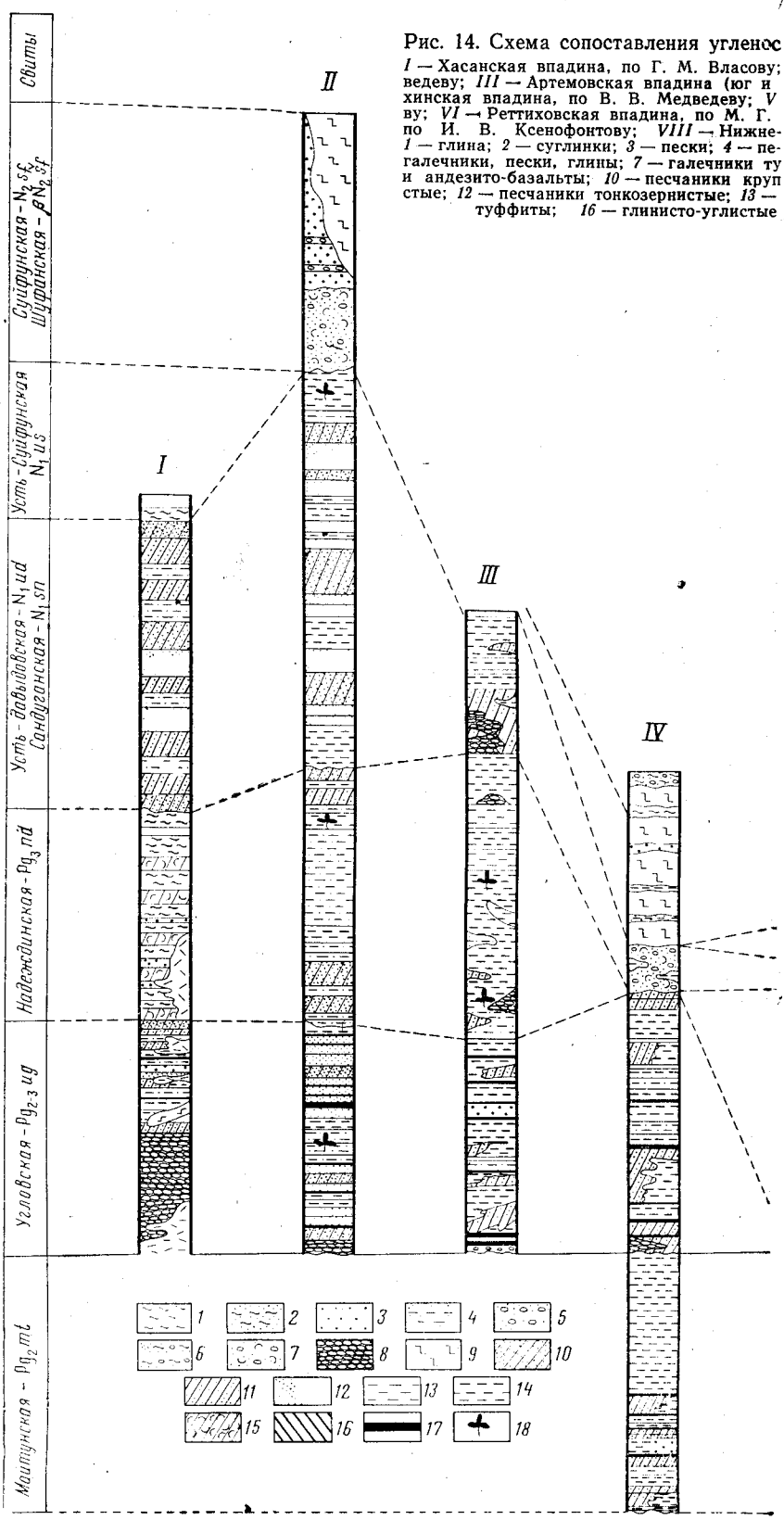
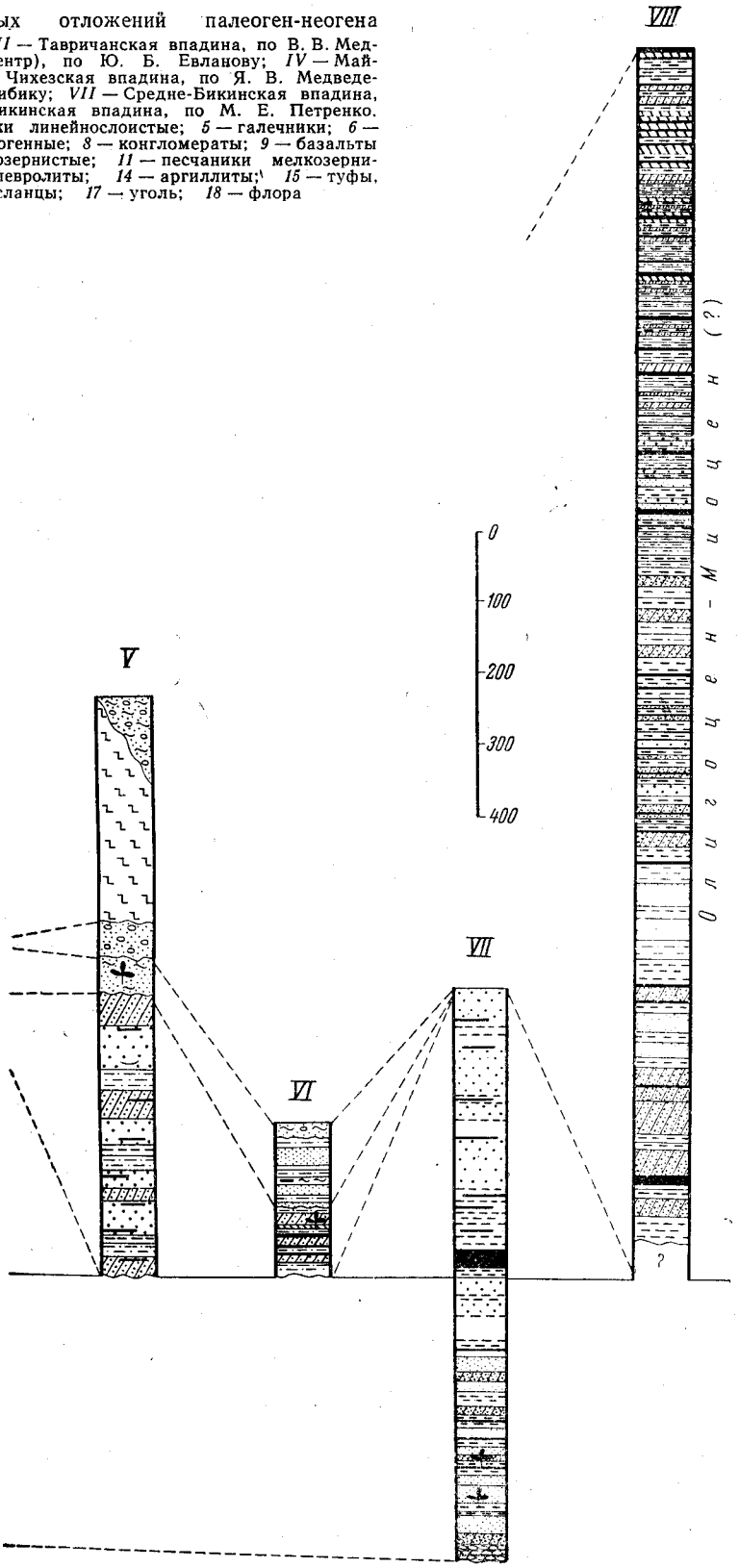


Рис. 14. Схема сопоставления угленос
I — Хасанская впадина, по Г. М. Власову; ведеву; *III* — Артемовская впадина (юг и хинская впадина, по В. В. Медведеву; *V* ву; *VI* — Реттиховская впадина, по М. Г. по И. В. Ксенофонтову; *VIII* — Нижне- *1* — глина; *2* — суглинки; *3* — пески; *4* — пе- галечники, пески, глины; *7* — галечники ту и андезито-базальты; *10* — песчаники круп стые; *12* — песчаники тонкозернистые; *13* — туффиты; *16* — глинисто-углистые

http://jurassica.ru/

ных отложений палеоген-неогена

II — Тавричанская впадина, по В. В. Медцентр), по Ю. Б. Евланову; *IV* — Май- — Чихезская впадина, по Я. В. Медведе-Бибику; *VII* — Средне-Бикинская впадина, Бикинская впадина, по М. Е. Петренко. ски линейнослоистые; *5* — галечники; *6* — фогенные; *8* — конгломераты; *9* — базальты нозернистые; *11* — песчаники мелкозерни-алевролиты; *14* — аргиллиты; *15* — туфы, сланцы; *17* — уголь; *18* — флора



https://jurassic.ru/

Наиболее древние палеоценовые отложения тадушинской свиты, представленные грубообломочными вулканомиктовыми конгломератами, переслаивающимися с кислыми туфами, алевролитами и с прослоями бурых углей, обнаружены лишь в центральной части Восточного Сихотэ-Алиня, в Тадушинской депрессии.

Нижне-среднеэоценовые угленосные отложения (майтунская и назимовская свиты) развиты лишь во впадинах наиболее раннего заложения, расположенных в юго-западном Приморье, на побережье Японского моря (в Хасанской и Майхинской впадинах; возможно их обнаружение в Артемо-Тавричанской котловине) и предположительно в ряде кайнозойских депрессий Даубихинской синклинальной зоны, испытывавшей унаследованное прогибание. Характерной особенностью этих отложений является преобладание мелкозернистых осадков, преимущественно озерного происхождения и сравнительно слабое развитие русловых и пролювиальных образований.

Верхнеэоценовые основные эффузивные породы (зайсановская и кузнецовская свиты) образуют покровы сложного состава, переслаивающиеся с вулканогенно-обломочными и туфогенными образованиями. Распространены они лишь в наиболее тектонических активных зонах в Сихотэ-Алине и в Хасанском районе, на побережье Японского моря.

Верхнеэоценовые и среднеолигоценовые угленосные отложения угловского горизонта распространены значительно шире, чем нижне-среднеэоценовые и встречаются во всех впадинах юго-западного Приморья, Даубихинской зоны и Сихотэ-Алиня. В основании разреза они имеют грубообломочный состав, изменяющийся до мелкообломочного вверх по разрезу и к центральным частям впадин. В фациальном отношении угловская свита представлена комплексом болотно-озерно-аллювиальных осадков с участием пролювиальных образований. Свита промышленно угленосна.

Отложения надеждинского горизонта не только выполняют те же впадины, что и осадки угловского горизонта, но и распространены шире, являясь базальными в ряде депрессий западной части Приморья — в Приханкайском районе. Состав этого горизонта в основном песчано-алевролитовый и отличается весьма высокой туфогенностью. Среди ее отложений преобладают осадки аллювиально-озерного комплекса фаций. В южном направлении туфогенность надеждинской свиты резко возрастает, а на крайнем юго-западе края в Адиминской и Хасанской впадинах наблюдается непосредственное замещение туфов краскинскими липаритами. Характерно, что в юго-западном Приморье, где угловские отложения максимально угленасыщены, надеждинская свита практически не угленосная и представлена в основном осадками озерного происхождения. И наоборот, во впадинах западных (Ханкайский массив) и северных районов края аналоги надеждинской свиты являются промышленно угленосными. В общем, обстановка благоприятная для угленакопления в течение палеогена в Приморье как бы мигрировала в северном и западном направлениях.

Среди палеогеновых образований Приморья можно выделить четыре разновозрастных формации.

Наиболее древняя палеоценовая вулканогенно-угленосная формация (новопосьетская и тадушинская свиты) по существу является лишь верхней, заключительной частью более крупной верхнемеловой порфировой формации Сихотэ-Алиня. Образования встречаются лишь в наиболее тектонически активной зоне Приморья — вдоль побережья Японского моря.

Нижне-среднеэоценовая, континентальная угленосная формация характеризуется сравнительным постоянством фациального состава и

http://jurassica.ru/

широким развитием мелкозернистых пород, что обусловлено довольно спокойной тектонической обстановкой этого времени.

Верхнеэоценовая базальтоидная формация, как и палеоценовая вулканогенно-угленосная, встречается лишь в наиболее тектонически активных зонах.

Верхнеэоцен-олигоценовая континентальная туфогенно-угленосная формация (угловская, надеждинская свита и их аналоги) отличается пестротой литолого-фациального состава и широким развитием грубообломочных пород, так как начало формирования этой формации связано с резким усилением тектонической активности региона.

Палеогеографию палеоцена реконструировать весьма трудно. Судя по развитию эффузивов, палеоценовая эпоха характеризовалась значительной тектонической активностью. На всей площади Приморья доминировали процессы эрозии и лишь в небольших депрессиях накапливались эффузивно-туфогенные толщи. Рельеф, по-видимому, был расчлененным.

Майтунское время характеризуется спокойным развитием территории и рельеф на пространствах, окружавших бассейны осадконакопления, был выровненным. Исходя из характера размещения отложений, можно предполагать, что в это время уже морфологически были выражены Сихотэ-Алинский и Черногорский своды. Приподнят был и Ханкайский массив. Даубихинская зона в это время испытывала прогибание и в ее пределах существовала система большой реки Пра-Майхе, протекавшей с севера на юг.

Накопление верхнеэоценовых—среднеолигоценовых отложений связано с резким оживлением движений по разломам и с начальными стадиями формирования приразломных впадин. Эти же движения обусловили излияния основной магмы (верхнеэоценовых кузнецовских базальтов и их аналогов). К середине олигоцена интенсивность движений уменьшается, рельеф Приморья становится уже значительно выровненным, а обширные пространства в Приханкайском и Суйфунском районах превращаются в аккумулятивные равнины. Однако Сихотэ-Алинский свод морфологически был выражен в течение всего олигоцена, о чем говорит предгорный и горный характер отложений на его склонах. К концу олигоцена наблюдается усиление вулканической деятельности с излияниями кислых продуктов.

Растительные комплексы палеогена свидетельствуют о постепенном изменении климата от субтропического (палеоцен—эоцен) к теплому умеренному (олигоцен).

С палеогеновыми отложениями связаны основные запасы бурых углей Приморского края. Имеются угольные месторождения нижнесреднеэоценового (назимовская и майтунская свиты), верхнеэоценовосреднеолигоценового (угловская свита и ее аналоги) и олигоценового (надеждинская свита) возраста.

Эоценовые назимовские угли (Назимовское углепроявление на п-ове Посьет) переходные от бурых к каменным, высокозольные, с мощностью пластов не более 2 *м*. Угли майтунской свиты (Майхинское и Средне-Бикинское месторождения) также переходные от бурых к каменным: черные, блестящие или полублестящие, с раковистым изломом. Встречается до 10 рабочих пластов мощностью до 6 *м*.

Угловская свита в той или иной степени угленосна повсеместно. Наиболее крупными месторождениями, связанными с этой свитой, являются Артемовское, Таврическое, Николаевское, Супутинское и Краскинское. Они характеризуются большой изменчивостью общей угленасыщенности продуктивных толщ, количества угольных пластов, их строения, качества углей. В общем, качественные характеристики

http://jurassica.ru/

месторождений резко ухудшаются от центральных к периферическим частям бассейнов. Большинство месторождений содержит до нескольких десятков угольных пластов, но обычно незначительной мощности (не более нескольких метров).

Надеждинская свита промышленно угленосна в Приханкайском районе. Наиболее угленасыщены эти отложения в Чихезской и Реттиховской впадинах, где встречается до нескольких десятков пластов, достигающих мощности 40 *м* и более. Угольные пласты надеждинской свиты отличаются от пластов угловской свиты большей мощностью и менее сложным строением.

Промышленно угленосны также впадины северной части Приморского края, где олигоценовые отложения не расчленены. Из них следует прежде всего указать Нижне-Бикинскую впадину, в пределах которой находится крупнейшее на Дальнем Востоке буроугольное месторождение, состоящее из двух угленосных толщ, отличающихся очень высокой угленасыщенностью и большой мощностью угольных пластов.

Олигоценовые отложения, выполняющие межгорные впадины Сихотэ-Алиня, также угленосны, но угольные пласты в них, как правило, маломощны, невыдержаны и высокозольны. Среди грубообломочных олигоценовых отложений, особенно Сихотэ-Алиня, возможно обнаружение россыпных месторождений касситерита, золота и др.

Первоочередными задачами дальнейшего стратиграфического изучения палеогеновых отложений являются: выявление и палеонтологическое обоснование границы между мелом и палеогеном, положение которой до сих пор остается неясным; палеонтологическое обоснование границы между палеогеном и неогеном; тщательное описание и палеонтологическое обоснование опорных разрезов палеогеновых отложений.

Особое внимание следует обратить на выявление в основании более глубоких кайнозойских депрессий нижне-среднеэоценовых отложений, содержащих угли повышенного качества, особенно во впадинах северных районов края.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения, как и палеогеновые, представлены континентальными породами — осадочными и туфогенно-осадочными, выполняющими межгорные и предгорные впадины, и вулканогенными, слагающими базальтовые плато. В Приморье установлены оба отдела неогена, из них плиоценовые отложения распространены шире миоценовых.

Неогеновые отложения изучали в основном те же исследователи, которые занимались палеогеновой системой. Однако имеется ряд работ, посвященных изучению только неогена.

В. В. Кочегура посвятил несколько работ стратиграфическому сопоставлению эффузивных толщ по палеомагнитным данным Е. П. Денисов (1960, 1961 и др.) занимается изучением неотектоники Южного Приморья и геологии неогена. М. С. Карасев (1962) изучал фациальные и палеогеографические условия формирования палеоген-неогеновых отложений Суйфунской впадины. Определение листьевой флоры неогена выполнила Р. С. Климова, спорово-пыльцевой спектр палеогена и неогена исследовали Т. И. Демидова и О. В. Шугаевская. Г. Г. Мартинсон определил фауну пресноводных моллюсков палеогена и неогена.

Граница между неогеном и палеогеном проводится по подошве усть-давыдовской свиты и одновозрастных с ней пород. Граница между неогеном и четвертичными отложениями проводится по кровле базаль-

http://jurassica.ru/

тов шуфанской свиты или по кровле суйфунской свиты. Эти границы являются условными, так как возраст разделяемых ими толщ обоснован растительными остатками и в меньшей мере пресноводной фауной и палеомагнитными данными.

Описание неогеновых отложений произведено по плану, принятому для описания палеогена (см. табл. 17).

МИОЦЕН

Миоценовые отложения подразделяются на два горизонта — усть-давыдовский, соответствующий приблизительно нижнему и среднему миоцену, и усть-суйфунский, отвечающий верхнему миоцену.

Усть-давыдовский горизонт (нижний и средний миоцен)

Усть-давыдовский горизонт представлен одноименной свитой осадочных и туфогенно-осадочных пород и сандуганской свитой платобазальтов.

Усть-давыдовская свита залегает местами согласно, местами с размывом на надеждинской свите и трансгрессивно на более древних породах и распространена значительно шире последней. Она выполняет не только отдельные изолированные впадины, но и покрывает значительные площади между ними. В Суйфунском районе усть-давыдовская свита была выделена Б. М. Штемпелем в 1924 г. и первоначально описана им как «песчано-глинистая свита». Как показал Г. М. Власов, давший свите указанное название, она залегает несогласно на надеждинской и угловской свитах и сложена слабосцементированными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями лигнитов.

По данным Г. М. Власова, на п-ове Речном в основании свиты лежит пачка чередующихся серых аргиллитов, алевролитов и слабосцементированных среднезернистых песчаников. Выше по разрезу песчаники переходят в средне- и грубозернистые разности. Вверх по разрезу увеличивается количество алевролитового и глинистого материала; в значительном количестве появляются линзы лигнитов. В самой верхней части разреза свита сложена светло-серыми алевролитами, имеющими скорлуповатые отдельности. Алевролиты содержат фауну и сидеритовые конкреции.

Общая мощность свиты на п-ове Речном около 600 *м*.

В районе Артемовского буроугольного месторождения усть-давыдовская свита сохранилась в наиболее глубоких синклинальных прогибах. По В. В. Куликову, в основании свиты лежит сложный слой сидеритсодержащего песчаника, который выше сменяется средне- и мелкозернистыми песчаниками с флорой, а еще выше появляются алевролиты, переходящие в аргиллиты. Мощность свиты на этом участке 250 *м*.

В Артемовской и Тавричанской впадинах усть-давыдовская свита в нижней части представлена осадками аллювиально-озерного комплекса фаций заболачивающейся долины, а в верхней — отложениями озерно-болотного комплекса (Карасев, 1962).

В нижней части усть-давыдовской свиты в пределах Артемовской и Тавричанской впадин Б. М. Штемпелем, М. О. Борсук и Р. С. Климовой определены: *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Ulmus sorbifolia* Goepp., *Quercus* cf. *horniana* Lesq., *Rhamnus acuminatifolia* We, *Cornus studeri* Heer, *Cercidiphyllum japonicum* S. et Z., *Corylus insignis* Heer, *Zelkova keaki* S. et Z., *Diospyros brachycephala* A. Br.,

http://jurassica.ru/

D. neuburgae Grab., *Alangium aequalifolium* (Goepp.) Krysht. et Bors. В более высоких слоях определены *Salix varians* Goepp., *Castanea ungeri* Heer, *C. atavia* Ung., *Quercus nevadensis* Lesq., *Fagus antipovii* Heer, *Cercidiphyllum japonicum* S. et Z., *Zelkova keaki* S. et Z. и др. В верхней части обнаружены *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Schlecht., *Juglans nigella* Heer, *J. acuminata* A. Br., *Ulmus sorbifolia* Goepp., *U. longifolia* Ung., *U. carpinoides* Goepp., *Populus balsamoides* Goepp., *Castanea* cf. *ungeri* Heer, *Quercus laharpii* Heer, *Q. drymeja* Ung., *Liquidambar europaea* A. Br., *Cercidiphyllum japonicum* S. et Z., *C. crenatum* (Ung.) Brown., *Zelkova keaki* S. et Z. и др.

По заключениям палеоботаников, флора имеет миоценовый возраст.

В Глуховской впадине усть-давыдовская свита залегает согласно на надеждинской и имеет следующий разрез, полученный по скважинам на юго-восточной окраине г. Уссурийска, по И. И. Берсеневу (1956а):

1. Песчаники серые, глинистые, тонкозернистые, грубослоистые, с прослоями (5—10 *см*) глин серых, песчанистых, с обугленным растительным детритом . . . . . 2 *м*
2. Пачка переслаивающихся (10—40 *см*) глин серых, песчанистых и песчаников серых, глинистых, тонко- и разнозернистых слабосцементированных с растительным детритом. Вверху пачки прослой (0,3 *м*) мергелистого алевролита . . . . . 12 „
3. Глины серые, жирные, непластичные, с растительным детритом, с редкими прослоями (0,1—0,2 *м*) крепких тонкозернистых песчаников и серых мергелей. В песчаниках раковины пресноводных моллюсков . . . . . 73 „
4. Глины, аналогичные слою 3 . . . . . 90 „
5. Глины, аналогичные слою 3, с многочисленными раковинами и прослоем буровато-серой глины, с растительным детритом . . . . . 32 „
6. Глины серые и голубовато-серые, жирные, реже песчанистые, с прослоями (до 2,5 *м*) песчаников слабосцементированных, мелко- и среднезернистых . . . . . 50 „

Общая мощность свиты около 260 *м*.

Спорово-пыльцевые спектры в этих отложениях, по определению В. Ф. Морозовой, представлены в основном хвойными — *Abies, Tsuga, Pinus* (подроды *Haploxylon, Diploxylon*). Из широколиственных имеется пыльца Juglandaceae, Betulaceae, Fagaceae. Встречаются также *Ginkgo* и Taxodiaceae. Отмечаются единичные пыльцевые знаки Cupressaceae, *Palmae, Celtus, Nelumbo, Sapindus, Diervilla.* Широко развиты семейства Nyssaceae и Araliaceae. Имеется пыльца *Salix, Ulmus, Zelkova,* Berberidaceae, Magnoliaceae, *Tilia, Liquidambar, Rhus, Ilex, Acer,* Myrtaceae. Эти комплексы, по мнению В. Ф. Морозовой, свидетельствуют о нижне- и среднемиоценовом возрасте отложений.

Пресноводная фауна определена Г. Г. Мартинсоном, в том числе из слоя три: *Cipangopaludina* sp., *Viviparus tulotomoides* Yen, *V.* cf. *lecythoides* Bens., *Tulotoma* cf. *pagodaeformis* Martins, *Pyrgula* bikinensis Popova, *Unio* sp.; из слоя пять: *Viviparus tulotomoides* Yen, *V. lecythoides* Bens., *Unio* sp. Г. Г. Мартинсон считает, что указанная фауна хорошо сопоставляется с аналогичными фаунами Прибайкалья и Восточного Китая, причем нижний фаунистический горизонт имеет нижнемиоценовый возраст, а верхний, вероятно, захватывает низы среднего миоцена.

На правобережье р. Суйфун в Пушкинской впадине отложения, соответствующие по возрасту усть-давыдовской свите, вскрыты рядом скважин. Здесь они залегают на верхнемеловых отложениях. У юго-западного борта впадины, в нижней части разреза, наблюдается переслаивание глин, мелкозернистых песков, алевролитов, туфов и пластов бурого угля общей мощностью почти 200 *м*, являющихся образованиями

https://rasmi.ru/

озерно-болотного комплекса фаций. Верхняя часть разреза начинается горизонтом грубозернистых песков, содержащих гравий и гальку (русловые осадки), которые вверх по разрезу сменяются переслаиванием туффитов и туфов с песками, относящихся к осадкам аллювиально-озерного комплекса фаций. Восточнее во всем разрезе свиты увеличивается количество песчаников, которые переслаиваются с алевролитами и туффитами. Это комплекс озерно-аллювиальных фаций заболачивающейся долины, в котором существенную роль играют фации зарастающих озер.

В северной части Пушкинской впадины нижняя часть разреза усть-давыдовской свиты представлена переслаиванием мелких галечников, мелкозернистых песчаников с мелкой галькой и гравием и алевролитов (аллювиально-озерный комплекс) мощностью более 100 *м*. Выше залегает горизонт галечников мощностью около 50 *м* (русловые образования). Верхняя часть разреза состоит из переслаивающихся пелитовых и алевролитовых туфов, глин и мелкозернистых песчаников (аллювиально-озерный комплекс фаций заболачивающейся долины). В этой части разреза встречен пласт лигнита.

В северо-западной части впадины в основании разреза появляются мелкие галечники мощностью более 50 *м* (русловые образования), вверху сменяющиеся мелкозернистыми песчаниками, песчанистыми глинами и туфами болотно-озерного происхождения общей мощностью 170 *м* (Карасев, 1962). Общая мощность усть-давыдовской свиты в Пушкинской впадине достигает 300 *м*.

Спорово-пыльцевые комплексы этих отложений, исследованные О. В. Шугаевской, характеризуются представителями *Alsophyla* sp., Polypodiaceae, *Bothrychium, Coniopteris, Pinus, Picea, Tsuga, Palmae,* Salicaceae, Juglandaceae, Betulaceae, Fagaceae, Proteaceae, *Magnolia, Liquidambar, Tilia, Sterculia, Nyssa,* Myrtaceae. Спорово-пыльцевой комплекс позволяет, по мнению О. В. Шугаевской, отнести содержащие его отложения к нижнему—среднему миоцену.

В Воздвиженской впадине усть-давыдовская свита залегает на надеждинской и предоставлена переслаиванием песков, алевролитов, глин, туфогенных глин, туффитов и туфов болотно-озерного происхождения с пластом лигнитов мощностью 0,8 *м* и базальным горизонтом брекчий мощностью 5,5 *м*. Общая мощность свиты более 90 *м*. Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений, по заключению П. Н. Соколовой, свидетельствуют об их нижне-среднемиоценовом возрасте. По данным Г. М. Власова (1949 г.), в этих же отложениях в лигнитовых прослойках была обнаружена флора: *Cyperites* sp., *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Carpinus* sp., *Acer diabilicum* Bl., *Quercus* sp., *Camptoniophyllum naumanii* Nath.

В Раковской впадине с усть-давыдовской свитой параллелизуется верхняя часть алевролитовой толщи. В спорово-пыльцевом спектре этой части толщи среди голосеменных наиболее широко распространена пыльца *Picea, Pinus* и Taxodiaceae. Из покрытосемянных встречаются сережкоцветные, а также *Trapa, Rhus, Liquidambar*, что позволяет отнести эти отложения к нижнему миоцену. На западном побережье Амурского залива рассматриваемая свита распространена на водоразделе р. Адими—ключ Наездник и под покровами эффузивно-осадочных пород сандуганской свиты на п-ове Янковского.

В средней части разреза в алевролитах и песчаниках Р. С. Климовой и С. И. Неволиной определена флора: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Ulmus* cf. *carpinoides* Goepp., *Zelkova ungeri* Kov., *Alnus* cf. *schmalchausenii* Grub., *A.* cf. *protojaponica* Suzuki, *Ostrya* cf. *antiqua* Grub., *Carpinus* cf.

http://jurassica.ru/

konnoi Suzuki, *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Schlecht., *Carya* cf. *tomentosifolia* Iljnskaja, *Salix* cf. *varians* Goepp., *Cercidiphyllum* cf. *crenatum* (Ung.) Brown. и др., указывающая, по их мнению, на нижне-среднемиоценовый возраст вмещающих пород.

Из этих же отложений Е. И. Царько были определены неогеновые диатомовые водоросли *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs., *M. islandica* O. Müll., *Tabellaria tenestrata* (Lyngb.) Ktz., *Synedra ulna* (Nitsch.) Ehr., *Eunotia praerupta* Ehr., *Diploneis finnica* (Ehr.) Cl., *Pinnularia microstauron* (Ehr.) Cl., *P. mesolepta* (Ehr.) W. Sm.

Аналоги усть-давыдовской свиты встречены на крайнем юго-западе района, в Верхне-Сидеминской впадине, где они представлены слабосцементированными песчаниками, часто с косой слоистостью руслового типа, туфоглинами и туффитами общей мощностью до 100 *м*.

В целом усть-давыдовская свита охарактеризована большим комплексом флоры, сходным с верхнедуйским растительным комплексом о. Сахалина и другими нижне-среднемиоценовыми комплексами. С олигоценовыми флористическими комплексами наблюдается связь через общие широко распространенные во времени виды растений из семейств Salicaceae, Betulaceae, Juglandaceae, Fagaceae, Ulmaceae, Cercidiphyllaceae, Aceraceae, Rhamnaceae, Vitaceae. В спорово-пыльцевом комплексе свиты преобладает пыльца хвойных — в нем очень много *Picea, Pinus* (подрода *Haploxylon*); значительны *Tsuga*, Taxodiaceae, *(Taxodium), Juglans*, Betulaceae, Fagaceae, *Liquidambar*; много *Podocarpus, Cedrus, Pterocarya, Tilia, Aralia*; единично встречаются *Ginkgo, Sciadopites, Palmae, Engelhardtia, Sterculia, Nyssa, Rhus,* Myrtaceae (Седова, 1956, 1957). Как видно из палеоботанических данных, нижне-среднемиоценовый возраст усть-давыдовской свиты требует уточнения.

В Хасанском районе усть-давыдовская свита развита в Краскинской впадине. В центральных частях впадины свита представлена довольно монотонной толщей светлых полурыхлых песчаников с отдельными слоями алевролитов и редкими прослоями туфов и туффитов. Песчаники мелко- и среднезернистые, полимиктовые и аркозовые, иногда встречаются прослои бипирокластических песчаников, обычно плохо отсортированные.

Накопление свиты происходило в основном в дельтово-озерных условиях в результате привноса материала мелкими, но многочисленными, медленно текущими водотоками. Однако среди этой толщи встречаются и типично аллювиальные образования — крупно- и грубозернистые песчаники с косой слоистостью руслового типа, в которых присутствуют, даже в центральных частях впадины, отдельные угловатые куски светло-серых туфогенных алевролитов и туфов, характерных для надеждинской свиты.

На восточной окраине впадины характер отложений резко меняется и разрез состоит из переслаивающихся конгломератов и песчаников. В подошве отдельных конгломератовых слоев наблюдаются местные размывы. Эти конгломераты по своему происхождению двух типов — пролювиальные и русловые. Песчаники в описываемом разрезе в ряде случаев имеют хорошо выраженную косую слоистость руслового типа. Кроме этого, на восточной окраине впадины встречаются прослои буровато-серых и светло-серых туфогенных алевролитов, отличающихся гранулометрической неравномерностью слагающего их материала (осадки мелких водоемов подножий склонов).

Грубообломочные породы среди усть-давыдовских отложений появляются и на юго-западной окраине впадины. Здесь даже встречены смешанные породы, состоящие из песчано-гравийно-щебенчато-галечного материала пролювиального происхождения. Мощная (до 150 *м*)

https://jurassica.ru/

толща грубообломочных пород характерна и для северо-западной окраины впадины (Устиновский и др., 1965 г.).

Мощность усть-давыдовской свиты в центральной части Краскинской впадины достигает почти 200 *м*.

В Хуньчуньской и других впадинах Притуманганья надеждинской и усть-давыдовской свитам соответствует свита Хвеам. Нижняя часть этой свиты наблюдается на территории Приморья, в восточном ответвлении Хуньчуньской впадины, где залегают полурыхлые средне-, крупно- и грубозернистые аркозовые песчаники, иногда с прослоями гравелитов, содержащих редкую гальку. В песчаниках наблюдается косая слоистость руслового типа. В целом рассматриваемые породы типичны для комплекса русловых образований долин предгорного типа.

Г. М. Власов в 1945 г. отмечал на границе «глинисто-туффитовой» (надеждинской) и «песчано-алевритовой» (усть-давыдовской) толщ наличие размывов. Однако эти размывы являются локальными, приуроченными лишь к окраинам впадины. Проведенное в последние годы бурение показало, что в центральных частях впадины отделить надеждинскую свиту от усть-давыдовской практически невозможно. Не удается это сделать и по палеонтологическим данным. Исходя из этого, а также по аналогии с другими впадинами на территории КНДР, где выделяется верхнеолигоцен-среднемиоценовая свита Хвеам, единство отложений которой не вызывает сомнений, Ю. Б. Устиновский и др. (1966) в Хасанской впадине объединяют предполагаемые аналоги надеждинской и усть-давыдовской свит в одну свиту — фаташинскую. И. И. Берсенев считает, что постепенный переход между разновозрастными толщами во внутренних частях впадин является обычным явлением и это не может служить основанием для их объединения в одну свиту.

В Западном Сихотэ-Алине усть-давыдовская свита имеет меньшую мощность, чем в Суйфунском районе. Здесь она представлена более грубообломочным материалом — слабосцементированными песчаниками и конгломератами. В Майхинской впадине отложения свиты в основном замещены базальтами сандуганской свиты, а ее нижняя часть здесь представлена галечниками, несогласно залегающими на угловской свите и имеющими мощность до 70 *м*.

Сандуганская свита сложена базальтами и андезито-базальтами. Эта свита была выделена И. И. Берсеневым (1959) по названию одноименной реки, в бассейне которой был доказан ее миоценовый возраст. Одновозрастные базальты описаны В. Г. Плахотником в северной части Восточного Сихотэ-Алиня под названием кизинской свиты.

В Юго-Западном Приморье свита обнажается на побережье бухты Славянка и в верховьях р. Сидеми. В других районах она погребена под плиоценовыми отложениями или перекрыта базальтами шуфанской свиты. В последнем случае она обнажается в нижних частях склонов долин, прорезающих Шуфанское и Шкотовское базальтовые плато.

По западному берегу бухты Славянка в основании толщи располагается пачка зеленых, серых и ржаво-красных туфобрекчий и лавобрекчий базальтов, залегающих с размывом на кислых эффузивах олигоценового возраста. Выше залегают глыбовые лавобрекчии, состоящие из обломков серых плагиоклазовых андезитов, сцементированных туфолавой того же состава. Верхняя часть толщи сложена чередующимися друг с другом покровами серых пироксеновых базальтов и прослоями их туфобрекчий. Севернее (по левому берегу р. Брусья) толща имеет в основании горизонт грубообломочных туфобрекчий мощ-

http://jurassica.ru/

ностью около 50 *м*, на котором залегают серые и красно-бурые ноздреватые базальты с прослоями туфобрекчий.

На междуречье Адими—Брусья выделяется толща темно-серых плотных базальтов, среди которых, главным образом в верхней части, появляются горизонты серых и кирпично-красных пористых базальтов и туфобрекчий. Мощность сандуганских базальтов в отдельных местах достигает 250 *м*.

Миоценовый возраст этих базальтов определяется их несогласным налеганием на олигоценовые липариты повышенной, по сравнению с шуфанскими базальтами, дислоцированностью и налеганием на них с размывом усть-суйфунской свиты. Кроме этого, В. М. Чмырев наблюдал в 1964 г. замещение рассматриваемых базальтов отложениями усть-давыдовской свиты.

В верховьях р. Сидеми сандуганская свита слагает несколько возвышенностей в восточной части впадины и представлена черными и темно-серыми пироксеновыми базальтами, часто со столбчатой отдельностью, в которых наблюдается тонкая флюидальность. Среди этих пород имеются горизонты черных долеритов и серых, в выветрелом состоянии зеленовато-серых, флюидальных андезитов. Покровы эффузивов дислоцированы, причем углы наклона достигают 20°, совпадая по направлению с наклоном подстилающих олигоценовых отложений. Это обстоятельство, а также налегание на описываемые эффузивы дацитов и липаритов не позволяет относить их к плиоценовому вулканическому комплексу, который практически не дислоцирован и лишен пород кислого состава. Нижний возрастной предел толщи определяется несогласным залеганием ее на олигоценовых отложениях. Мощность базальтов и андезитов на Андрусовской сопке около 230 *м* (Б. И. Васильев и др., 1961 г.).

В пределах Шкотовского плато сандуганская свита местами залегает согласно на галечниках, относящихся к нижней части усть-давыдовской свиты, с угловым несогласием на угловской свите и на более древних породах. Лучше всего она изучена в районе Майхинского буроугольного месторождения. Сандуганская свита здесь состоит из андезито-базальтовых потоков (числом до 17), местами разделенных слоями туфогенных песчаников с растительными остатками и прослоями лигнитов. Мощность горизонтов песчаников колеблется от 1 до 15 *м*. Эти горизонты прослеживаются на большие расстояния.

Базальты представляют собой темно-серые породы с розовым или синеватым оттенком, нередко обладающие миндалекаменной текстурой. Миндалины выполнены цеолитом или анальцимом. Общая мощность толщи до 200 *м*.

Из коллекции, собранной в осадочных породах, разобщающих базальтовые потоки, М. О. Борсук определены миоценовые растительные остатки: *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Schlecht, *Ulmus carpinoides* Goepp., *U. longifolia* Ung., *Micromeles plurinervis* Bors., *Phragmites oeningensis* A. Br.

Спорово-пыльцевой комплекс, относящийся, по М. А. Седовой, к миоцену, включает рода *Sphagnum, Lycopodium, Hymenophyllum, Asplenium, Pteridium, Tsuga, Picea, Larix, Myrica, Betula, Magnolia* и семейства Avaucaviaceae и Taxodiaceae.

К северу от Шкотовского плато сандуганская свита перекрыта плиоценовыми отложениями и вскрывается скважинами в бассейнах рек Лефу и Сандуган.

В бассейне р. Сандуган рассматриваемая свита частично замещает усть-давыдовскую свиту. Здесь на древней коре выветривания, развившейся по породам складчатого фундамента, в основании разреза зале-

http://jurassica.ru/

гают песчаники среднезернистые желтовато- и зеленовато-серые, аркозовые с прослоями (до 3 *м*) конгломератов. Выше они сменяются аргиллитами серыми и зеленовато-серыми или бурыми с прослоями мелко- и среднезернистых песчаников. Разрез подбазальтовой толщи венчается глинами желтовато-бурыми, песчанистыми, с гравием, галькой и валунами (до 15%). Общая мощность подбазальтовой толщи до 80 *м*.

Выше залегает толща базальтов оливиновых и безоливиновых, состоящая из нескольких покровов общей мощностью от 10 до 50 *м*. Базальты перекрыты толщей аргиллитов, углистых аргиллитов, алевролитов и глин общей мощностью около 40 *м*.

В верхней толще содержатся споры *Sphagnum,* Dicksoniaceae, Polypodiaceae, Osmundaceae, *Osmunda*, пыльца хвойных *Abies, Tsuga, Picea, Larix, Sequoia, Taxodium,* Cupressaceae. В значительных количествах содержится пыльца широколиственных (%) *Alnus* (13,2), *Betula* (5,7), *Corylus* (2,5), *Fagus* (3,3), *Tilia* (1,8), *Quercus* (1,1), *Ulmus* (1,2), *Carpinus* (0,6), *Castanea* (0,7), Ulmaceae (0,1), Moraceae (0,3), *Diervilla* (0,3), *Bambucus* (0,1), Magnoliaceae (0,3), *Liquidambar* (0,2), *Rhus* (0,4), *Ilex* (0,1), *Acer* (0,1), *Vitis* (0,1), *Actinidia* (0,1), *Aralia* (0,1) и единичная пыльца травянистых. Приведенный спектр указывает на миоценовый, вероятно, верхнемиоценовый возраст вмещающих пород. Породы, подстилающие базальты, содержат близкий спорово-пыльцевой спектр, также указывающий на их миоценовый возраст.

В пределах Шуфанского плато сандуганская свита залегает под покровами плиоценовых базальтов на надеждинской свите или более древних породах, местами замещается осадочными породами усть-давыдовской свиты. В скважинах между базальтовыми покровами обнаружены пачки туфогенно-осадочных пород, представленных туфопесчаниками и лигнитами, из которых В. Ф. Морозовой определен миоценовый спорово-пыльцевой комплекс, содержащий следующие теплолюбивые формы: *Ginkgo, Podocarpus, Taxodium, Sequoia,* Cupressaceae, Myriaceae, *Carya, Engelhardtia, Castanea, Nelumbo, Rhus, Sapindus* и др.

В Приханкайской впадине сандуганские базальты имеют ограниченное распространение и в основном погребены под плиоценом. В предгорьях Западного Сихотэ-Алиня сандуганская свита точно не установлена. По-видимому, миоценовый возраст имеет часть базальтов, залегающих на небольших площадях в междуречье Иман—Бикин и по правобережью р. Бикин.

На Восточном Сихотэ-Алине, включая его главный водораздел, сандуганская свита распространена в основном в северной части Приморья. В южной части она слагает мыс Низменный, расположенный южнее бухты Ольга, и, по-видимому, залегает в нижней части разреза базальтов на Главном водоразделе Сихотэ-Алиня в междуречье Кема—Нанца (гора Высокая).

В Северной части Приморья рассматриваемая свита распространена на значительной площади в междуречьях Тахобе—Кхуцин, Кхуцин—Амгу, Кхуцин—Улунга, на побережье между селами Светлым и Нахтахе и на небольших участках в бассейнах рек Самарга, Единка и в ряде других мест. Кроме того, базальты описываемой свиты залегают под покровами плиоценовых базальтов в большинстве районов распространения последних.

В. Г. Плахотник (1962а, б), описал миоценовые базальты этого района под названием кизинской свиты, распространив на территорию Приморья термин, принятый для низовий Амура.

http://jurassic.ru/

В основании кизинской свиты залегают агломератовые туфы, сменяющиеся базальтами, среди которых имеются линзы туфов. В верхней части разреза среди базальтов встречаются покровы долеритов, андезито-базальтов и андезитов. Последние слагают возвышенные участки на водоразделах ключей Нестеров—Адо и Адо—Агдунья и имеют мощность до 100 *м*. Общая мощность свиты, по данным В. Г. Плахотника, достигает 600 *м*, но она, вероятно, несколько завышена. Базальты преимущественно оливин-пироксеновые, реже пироксеновые, обычно афировые, изредка порфировые. Вкрапленники в порфировых разностях представлены лабрадором и оливином, в основной массе наблюдается авгит, реже пироксен. В андезито-базальтах вкрапленники состоят из лабрадора или андезин-лабрадора и изредка авгита.

Базальты подстилаются туфогенно-осадочными отложениями, содержащими олигоцен-миоценовый комплекс растительных остатков, и перекрываются туфами, туффитами, глинами и опоками с отпечатками миоценовых растений. Это указывает на миоценовый возраст базальтов.

Сандуганская свита по положению в разрезе сопоставляется с базальтами свиты Кочхам Кильчу-Мёнчхонской впадины Северной Кореи. Возраст этих базальтов вполне определенно датируется как переходной от среднего к верхнему миоцену (Устиновский и др., 1965). На Северном Сихотэ-Алине сандуганской свите соответствует кизинская свита и нижняя подсвита совгаванской свиты (Берсенев, 1961а).

Усть-суйфунский горизонт (верхний миоцен)

Верхнемиоценовые отложения Южного Приморья Б. М. Штемпель (1929), В. З. Скороход (1941), Г. М. Власов и другие исследователи рассматривали совместно с плиоценовыми в составе суйфунской свиты. При этом Г. М. Власов относил к миоцену нижнюю и среднюю части суйфунской свиты, а к плиоцену — верхнюю.

В Суйфунском и Приханкайском районах верхнемиоценовые и плиоценовые отложения впервые были изучены и описаны раздельно Н. А. Беляевским и др. в 1950 г. На стратиграфическом совещании в 1956 г. (Решения..., 1958), по предложению И. И. Берсенева, верхнемиоценовые отложения получили название усть-суйфунской свиты, а термин суйфунская свита был сохранен для обозначения терригенных отложений плиоценового возраста. Обе свиты были объединены в раздольнинскую серию. В дальнейшем обе свиты изучали Б. И. Васильев, Ю. Г. Струве, И. И. Берсенев, А. Ф. Крамчанин, Л. В. Бурилина, Б. П. Пода и др.

М. С. Карасев (1963а, б) и Ю. Б. Устиновский, считая невозможным иногда отделить усть-суйфунскую свиту от суйфунской, приводят общее описание обеих свит под названием раздольненской серии. По мнению И. И. Берсенева, Б. И. Васильева и др., указанное обстоятельство затрудняет изучение и картирование рассматриваемых свит, но не дает основания для объединения верхнемиоценовых и плиоценовых отложений в одну толщу.

Усть-суйфунский горизонт представлен одноименной свитой и одновозрастными с ней породами, развитыми в северных районах края.

Усть-суйфунская свита залегает обычно с размывом на усть-давыдовской свите или на более древних породах. Местами, в центральных частях Суйфунской и Приханкайской впадин, переход между указанными свитами постепенный. Рассматриваемая свита распространена значительно шире, чем усть-давыдовская. Она занимает

http://jurassica.ru/

обширные площади в Суйфунском и Приханкайском районах, однако обнажена на весьма ограниченных участках, в основном в долине р. Суйфун и на западном берегу оз. Ханка.

В основании свиты часто залегает песчано-галечниковая пачка. Выше лежат туфы, туфогенные пески и слабосцементированные песчаники, трепеловидные глины, диатомиты, глины, песчанистые глины, гравийники с песком и галькой. Туфы алевролитовые, пелитовые и псаммитовые витрокластические буровато-желтоватые и светло-серые, с горизонтальной слоистостью, в воде размокают и слегка увеличиваются в объеме. По химическому составу они близки к липаритам. Иногда в них отмечены обломки окремневшей древесины. Пески туфогенные, белые, бурые, иногда сильно ожелезненные, тонкозернистые, слабосцементированные глинистым материалом с косой и горизонтальной слоистостью. На плоскостях напластования встречаются растительные остатки хорошей сохранности. Трепеловидные глины серые с реликтовой пепловой структурой, очень плотные. Диатомиты легкие, пористые, светлоокрашенные, плохо размокающие в воде. Из глинистых минералов для усть-суйфунской свиты характерен монтмориллонит. В породах свиты наблюдается частичное окремнение.

Среди описываемых пород преобладают озерные отложения (глины, диатомиты, пески) и озерно-вулканогенные (туфы, туфогенные глины и пески), подчиненное значение имеют аллювиальные и дельтовые (галечники и гравийники). Мощность свиты колеблется от нескольких десятков метров до 125 *м*. Верхнемиоценовый возраст свиты определяется по остаткам растений и ее соотношению с выше- и нижележащими толщами.

Из прослоя туфов на правобережье р. Суйфун близ ее устья А. Н. Криштофович определил: *Picea suifunensis* Krysht., *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Thuites ehrenswardii* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Potamegoton* sp., *Cyperacites* sp., *Typha latifolia* A. Br., *Hicoria magnifica* Knowlt., *Pterocarya* sp., *Carya* cf. *heeri* Ett., *Juglans* sp. (vel. *Pterocarya* sp.), *Corylus insignis* Heer, *C. macquarii* (Forbes) Heer, *Alnus* sp. (vel. *Betula* sp.), *Castanopsis* sp., *Fagus ferruginea* Ait., *Quercus* cf. *stuxbergii* Nath., *Ulmus carpinoides* Goepp., *U. longifolia* Ung., *Zelkova keaki* S. et Z., *Cercidiphyllum japonicum* S. et Z., *Acer pictum* Thunb., *A. nordenskiöldii* Nath., *Rhamniphyllum ussuriense* Krysht., *Zizyphus* cf. *tiliaefolia* Heer, *Vitis nathorstii* Krysht., *Phyllites* sp. По его мнению, данная флора характеризует средний или верхний миоцен.

М. О. Борсук были определены отпечатки листьев: *Ulmus carpinoides* Goepp., *U. longifolia* Ung., *Phragmites oeningensis* A. Br., *Acer pictum* Thunb., *Micromeles plurinervis* Bors., *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Schlecht, возраст которых она считает позднемиоценовым. Из туфов Кипарисовского карьера, по сборам В. В. Соловьева, М. О. Борсук определила *Populus balsamoides* Goepp., *Prunus* sp.

Т. Н. Байковская (Е. П. Денисов, 1961 г.) определила: *Cercidiphyllum japonicum* Sieb. et Zucc., *Zelkova keakii* Sieb. et Zucc., *Carpinus subcordata* Nath., *C. stenophylla* Nath. и др.

К усть-суйфунской свите приурочены находки окремневшей древесины, среди которой И. А. Шилкина определила *Cupressinoxylon cuprescides* Arausel.

Р. С. Климовой в коллекциях, собранных ею в усть-суйфунской свите в Южном Приморье, определены: *Populus praemaximoviczii* Baranova, *Comptonia naumanii* (Nath.) Endo, *Pterocarya mixta*

https://jurassic.ru/

(Knowlt.) Br., *Betula* cf. *protoermanii* Endo, *Alnus protojaponica* Suzuki, *A. pseudosieboldiana* Baik., *Ostrya oregoniana* Chaney, *Ulmus protojaponica* Tanai et Onoe, *U. carpinoides* Goepp., *Spiraea* sp., *Rhus* sp., *Acer pictoides* Baik., *Rhamniphyllum ussuriense* Krysht., *Styrax protoobassia* Tanai et Onoe, *Lonicera* sp.

На западном побережье оз. Ханка в породах усть-суйфунской свиты П. Н. Соколовой обнаружен следующий спорово-пыльцевой спектр. Преобладает пыльца семейства Pinaceae, которая в сумме составляет 48,5—78,5%. Среди них преобладает *Pinus* (подродов *Haploxylon, Diploxylon*), *Ginkgo* sp., *Podocarpus* sp., *Abies* sp., *Tsuga* sp., *Picea* sp., *Larix* sp., *Cedrus* sp., *Keteleeria* sp., Taxodiaceae. Из пыльцы лиственных присутствует пыльца *Carya* sp., *Pterocarya* sp., *Juglans* sp., *Engelhardtia* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Castanea, Zelkova* sp., *Magnolia* sp., *Liquidambar* sp., *Platanus* sp., *Acer* sp., *Tilia* sp., *Aralia* sp. Из спор встречены *Sphagnum* sp., Polypodiaceae, *Osmunda* sp. Состав спектра указывает на распространение в период накопления осадков широколиственно-хвойных лесов с участием умеренно теплолюбивых и субтропических форм. Возраст толщи вмещающих пород, возможно, верхнемиоценовый.

Из диатомитов, отобранных в этой толще П. Н. Кропоткиным, А. П. Жузе (1952) определила следующую диатомовую флору: в массе — *Melosira praeislandica* (O. Müll.) Jousé f. *curvata* O. Müll., *M. praegranulata* (Ehr., Ralfs) Jousé f. *curvata* *; часто — *Melosira scabrosa* Oestr., *M. oraedistans* (Ehr., Ktz.) Jousé; нередко — *Tetracyclus polygibbum* (Pant.) Jousé, T. Grun. Приведенные списки флоры указывают на миоценовый, вероятно, верхнемиоценовый, возраст вмещающих пород.

А. И. Моисеевой (1959) из этого же района определены 62 формы пресноводных диатомовых водорослей, из которых количественно доминируют следующие виды: *Melosira praeislandica* (O. Müll.) Jousé, *M. islandica* O. Müll., *M. praeislandica* f. *curvata* O. Müll., *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun., *Fragilaria miocenica* Jousé, *Eunotia japonica* Pant., *E.* aff. *veneris* (Ktz.) O. Müll., *Achnanthes.*

По сборам Е. П. Денисова в районе оз. Ханка О. М. Мартынова определила остатки насекомых: ручейников из рода *Indusia* — *Indusia sequolis* Cock., *I. comminata* Cock. и перепончатокрылых из подотряда Aculeata. Остатки имеют миоценовый возраст.

На западном Сихотэ-Алине аналогом усть-суйфунской свиты является толща туфов, туфогенных и трепеловидных глин, песков и слабосцементированных песчаников с линзами галечников или некрепких конгломератов, развитая на ограниченных площадях в пределах Даубихинской, Ореховской, Бейцухинской и других межгорных впадин. В Даубихинской впадине мощность этой толщи 10—80 *м*, в других впадинах, по предварительным данным, достигает 150 *м*.

На Северном Сихотэ-Алине на территории Хабаровского края стратиграфическим аналогом усть-суйфунской свиты является ботчинская свита, сложенная опоками, туфами, туффитами и туфогенными глинами общей мощностью до 200 *м*. Подобные отложения на территории Приморья описаны И. И. Берсеневым на ст. Иман-2, была найдена раковина *Unio moldaviensis* M. Hoern, указывающая, по мнению определившей ее Т. М. Микулиной, на плиоценовый возраст вмещающих ее пород.

В карьере у шоссе между ст. Кипарисово и ст. Раздольное, по данным В. Ф. Морозовой, рассматриваемые отложения бедны пыльцой

* У А. П. Жузе автор формы не указан.

http://jurassic.ru/

и спорами. Судя по пыльцевым спектрам, растительность была представлена в основном хвойными — Pinaceae (*Abies, Picea, Pinus, Coniferae*), которые составляют 81—94,6% спектра. Среди голосеменных отмечается также семейство Taxodiaceae (1—3,2%). Лиственные в спектрах составляют не более 5—19% и представлены семействами Betulaceae, Juglandaceae (*Juglans, Pterocarya*), Fagaceae (*Quercus*), Ulmaceae, Tiliaceae. Из трав отмечаются Gramineae, Nymphaceae, Compositae, Chenopodiaceae. Присутствие пыльцы третичных растений, по мнению В. Ф. Морозовой, указывает на плиоценовый возраст свиты.

В спорово-пыльцевом спектре суйфунской свиты западного берега оз. Ханка, по заключению В. Ф. Морозовой, среди хвойных наиболее широко распространены роды *Pinus* (подроды *Haploxylon* и *Diploxylon*) и *Picea*. В сумме хвойные составляют до 63%. Широколиственная растительность представлена семействами Juglandaceae (*Juglans* и особенно много *Carya*), Betulaceae (*Betula, Alnus, Carpinus*), Fagaceae (*Quercus* и *Fagus*). В большом количестве отмечается пыльца *Tilia*. В общем, этот комплекс характеризует хвойно-широколиственные леса и по возрасту типично плиоценовый.

В комплексе пыльцы и спор суйфунских отложений района совхоза Сантахеза (определения В. Ф. Морозовой) преобладают хвойные из семейства Pinaceae. Из них отмечены рода *Abies, Tsuga, Picea, Larix, Pinus* (*P.* sec. *Cembrae, P.* sec. *Strobus, P.* sec. *Eupitis, P.* sec. *Pseucostrobus* и *P.* sec. *Sula*). Встречена пыльца на берегу оз. Тони, в бассейне р. Самарга, к северо-востоку от с. Агзу.

ПЛИОЦЕН

Суйфунский горизонт

Плиоценовые отложения представлены двумя свитами — суйфунской и шуфанской, которые по решению Второго Дальневосточного стратиграфического совещания (1965 г.) объединены в суйфунский горизонт.

Суйфунская свита развита в бассейне р. Суйфун, на восточном и северо-западном побережье оз. Ханка, на побережье залива Петра Великого и в долинах рек Даубихе, Улахе, Иман и их притоков.

В бассейне р. Суйфун и в Приханкайской впадине суйфунская свита залегает согласно, местами с постепенным переходом на усть-суйфунской свите и с размывом на более древних породах. Она выполняет древние переуглубленные долины, часто не совпадающие по направлению с современной гидрографической сетью, и сравнительно маломощным чехлом покрывает поверхность плиоценовой террасы. В горных районах суйфунская свита слагает аккумулятивную часть этой же террасы, имеющей относительную высоту 200—300 *м*.

Суйфунская свита сложена переслаивающимися уплотненными галечниками и гравийниками или слабосцементированными конгломератами, уплотненными песками с линзами глин пепловых туфов, туффитов и диатомитов в основании разреза. Для всей толщи характерна косая слоистость, указывающая на ее формирование речными или временными потоками, и быстрая смена пород по простиранию и разрезу. Мощность свиты обычно составляет 20—30 *м*, а на участках, где она выполняет переуглубленные долины, достигает 100—130 *м*.

Галечники, слагающие свиту, иногда постепенно переходят в пески через гравий с песком, иногда эта граница резкая. Галечники уплотненные состоят из хорошо окатанных галек и валунов с примесью песчано-глинистого материала. Состав галек: белый кварц, яшмы, кремни, порфириты, андезиты, кислые эффузивы, песчаники, кварциты и граниты. Пески разнозернистые от тонко- до грубозернистых с боль-

http://jurassic.ru/

шим количеством глинистого материала. Глины белые и пестроцветные, каолинизированные и гидрослюдистые; серые глины содержат обломки и линзы лигнита и тонкие пропластки, обогащенные растительным детритом.

В горных районах суйфунская свита сохранилась от размыва на ограниченных площадях. Здесь она представлена аллювиальными галечниками с валунами, гравием и песком. Аллювиальные отложения залегают на водоразделе между р. Даубихе и оз. Ханка в районе урочища Гринталь. К западу их площадь значительно расширяется, и в районе сел Кронштадтка и Константиновка суйфунская свита сложена аллювиальными и пролювиальными (дельтовыми) отложениями. Здесь, наряду с галечниками и гравийниками, присутствуют пески и глинистые пески с линзами глин. Вблизи останцовых возвышенностей среди обломочного материала отмечается плохоокатанная галька, щебень, дресва и глыбы.

В центральной части Приханкайской впадины, на восточном побережье оз. Ханка, суйфунская свита залегает под покровом четвертичных отложений на глубине 30—80 *м*. Здесь она имеет озерно-аллювильное происхождение и представлена песками, частично туфогенными с дресвой, гравием и прослоями глин. Наблюдается некоторое уменьшение грубообломочного материала вверх по разрезу. Аналогичный характер суйфунская свита имеет и в других районах Приморья.

Рассматриваемая свита весьма бедна органическими остатками. Листьевые отпечатки не найдены. В керне из скважины у лиственных: рода *Salix, Alnus, Betula, Carpinus, Juglans, Carya, Quercus, Fagus, Castanea, Ulmus, Acer, Tilia, Nyssa,* и семейств Araliaceae, Ericaceae, а также споры *Bryales, Sphagnum,* Polypodiaceae, *Osmunda.* По заключению В. Ф. Морозовой, состав спектра указывает на распространение шириколиственно-хвойных лесов с участием умеренно теплолюбивых форм. Возраст вмещающих пород плиоценовый.

М. А. Седова по сборам Г. С. Ганешина и Н. А. Лебедевой из суйфунской свиты вблизи с. Осиновка наряду с четвертичной пыльцой определила значительный процент пыльцы третичных растений, таких как *Pterocarya* и др. Аналогичные спектры были получены Л. И. Эдельштейн и М. Головизниной из суйфунской свиты, залегающей в бассейне р. Иман.

А. И. Моисеевой из нижней части суйфунской свиты определены и плиоценовые диатомеи (*Melosira undulata* (Ehr.) Ktz., *Coscinodiscus* и др.). По данным А. П. Жузе, для плиоценовых отложений характерны диатомеи: *Actinella brasiliensis* Grun., *Eunotia polyglyphus* Grun., *Comphonema lingulatum* Hust. Г. С. Ганешин считает, что возраст суйфунской свиты является плиоцен-нижнечетвертичным, однако большинство геологов и палеоботаников в настоящее время относит ее к плиоцену.

Шуфанская свита представлена базальтами и андезито-базальтами, покрывающими значительную часть территории Приморья. Они слагают обширное Шуфанское плато, простирающееся к югу и западу от р. Суйфун, Шкотовское плато, расположенное в междуречьях Сучан—Даубихе и Даубихе—Майхе, плато на северо-востоке края в междуречье Бикин—Единка, плато в среднем течении р. Самарга и множество более мелких плато, столовых и куполовидных гор и возвышенностей вдоль восточной окраины Приханкайской впадины, на побережье Амурского залива и в других районах.

Базальты шуфанской свиты в ряде мест залегают согласно на миоценовых базальтах сандуганской свиты, отделяясь от последней лишь древней корой выветривания. Поскольку подобные коры встре-

http://jurassica.ru/

чаются как среди миоценовых, так и плиоценовых базальтов, провести между ними стратиграфическую границу при отсутствии горизонтов осадочных пород с растительными остатками невозможно. В будущем надежным способом для расчленения базальтов может стать палеомагнитный метод, успешно разработанный в Приморье В. В. Кочегурой.

Вне районов развития сандуганской свиты базальты выполняют пониженные участки древнего рельефа, залегая резко несогласно на более древних породах. Местами наблюдается замещение базальтами аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений суйфунской свиты. Мощность шуфанской свиты изменяется в широких пределах, достигая вблизи центров излияния 300 *м*.

Свита состоит из серии покровов базальтов, каждый из которых имеет мощность от 2 до 15 *м*. Нижняя часть покровов обычно представлена крепкими, слабо трещиноватыми плотными или мелкопористыми породами серого или темно-серого цвета. В верхней части преобладают трещиноватые, пористые, ноздреватые или кавернозные породы с бурым или фиолетовым оттенком. Кровля покровов представляет собой древние коры выветривания, в которых базальты разрушены местами до глин. Мощность кор выветривания неодинакова, что объясняется различной продолжительностью перерывов между излияниями базальтов. На отдельных участках, во впадинах древнего рельефа, залегают переотложенные коры выветривания или туфогенно-осадочные породы мощностью до 20 *м*.

По химическому составу базальты подразделяются на две разновидности нормального ряда — щелочные и субщелочные. Первые залегают на обширных площадях, а вторые наблюдаются лишь вблизи центров извержения или слагают небольшие тела типа некков, даек или силлов.

Базальты нормального ряда из разных районов мало чем отличаются друг от друга. Они состоят обычно из основного плагиоклаза, гиперстена, изредка энстатита, авгита, бронзита, оливина, рудного минерала; единично встречается шпинель. Основная стекловатая масса составляет 10—30%, а в шлаковидных базальтах — до 50% и больше. Характерная черта базальтов — их свежесть и почти полное отсутствие вторичных минералов. Изредка отмечаются хлорит, развивающийся по основной стекловатой массе, иддингсит (по оливину), карбонаты (по плагиоклазу), серицит (по стеклу и оливину), серпентин (по оливину), цеолиты. Из акцессорных наблюдаются циркон, рутил, рудный минерал и апатит (в единичных шлифах). Структура пород офитовая, редко порфировидная, структура основной массы гиалопилитовая, пилотакситовая, для верхней части покровов витрофировая, для нижних частей покровов иногда микродолеритовая. По данным Г. М. Гапеевой (Фаворская и др., 1961), химический состав базальтов соответствует средним плато-базальтам и андезито-базальтам (по Р. Дели).

На побережье Японского моря среди плато-базальтов встречаются более кислые безоливиновые разности — андезито-базальты и плагиобазальты. Вероятно, эти разности имеются и в других районах, где они не обнаружены из-за плохой обнаженности.

Дайковая серия плато-базальтов характеризуется комплексом тех же минералов, отсутствием основной стекловатой массы, большей степенью раскристаллизованности и долеритовой структурой (Е. П. Денисов, 1963 г.).

В бассейне среднего течения р. Иман, по данным Ю. Н. Хильтова (1957 г.), по минеральному составу и структуре очень близки описанным выше базальтам, но их химический состав сближает их с анальцимовыми базальтами или базанитами (по Р. Дели). Они

http://jurassica.ru/

характеризуются недосыщенностью кремнекислотой и пересыщенностью щелочами и магнием.

Щелочные и субщелочные базальтоиды распространены вдоль западного склона Сихотэ-Алиня, известны в Артемо-Тавричанской впадине и в некоторых других пунктах. Они описаны в работах Г. М. Гапеевой (1954а, 1959, 1960), А. Т. Октябрьского (1959б) и др.

По минеральному составу среди щелочных базальтоидов встречены лейцитовые, нефелиновые и полевошпатовые разности, а в зависимости от количественно-минералогических соотношений выделяются абсарокиты, угловиты, фергусситы (Артемо-Тавричанская впадина), лимбургиты, лейцитовые анкаратриты, пикриты и пикритовые порфириты, анкаратрит-пикриты, нефелиновые базаниты, нефелиновые базальты, трахидолериты и эссексит-долериты (бассейн верхнего течения р. Уссури).

Лимбургиты залегают в окрестностях пос. Кировского и ст. Шмаковка. Породы состоят из вулканического стекла с микролитами титан-авгита и оливина. Лейцитовые анкаратриты (лимбургитовая фация) известны только в черте г. Лесозаводска и, по данным В. Г. Сахно, в лавах Иманского вулкана. В отличие от лимбургитов в лейцитовых анкаратритах присутствуют лейцит и микролиты плагиоклаза.

Пикриты и пикритовые порфириты известны у г. Лесозаводска. Они состоят из скрытокристаллического агрегата идиоморфных микролитов титан-авгита и вулканического стекла, редких зерен оливина, лейст плагиоклаза, апатита и анальцима.

Анкаратрит-пикриты и анкаратриты распространены близ пос. Кировского на горе Медвежьей. Структура их полнокристаллическая. Породы состоят из микролитов титан-авгита, кристаллов нефелина, оливина, рудного минерала, акцессорного апатита и анальцима.

Нефелиновые базальты встречаются у ст. Свиягино, в верховьях р. Сантахеза, в лавах Иманского вулкана и, по данным Е. П. Денисова, в лавах Борисовского вулкана. Они обладают полнокристаллической структурой. Основная масса состоит из микролитов титан-авгита, нефелина (до 30—50%), оливина, рудного минерала и вторичных — анальцима и гидрослюд.

Во всех перечисленных выше щелочных породах бассейна р. Уссури присутствуют включения ультраосновных пород (сростки железомагниевых минералов — оливина, ромбического и моноклинного пироксена и шпинели).

Нефелиновые базаниты и трахидолериты близки по составу. Первые состоят из плагиоклаза, существенно калиевого полевого шпата и редких зерен нефелина. В трахидолеритах нефелин отсутствует. Трахидолериты характеризуются долеритовой структурой, присутствием титан-авгита, плагиоклаза (лабрадор), оливина, существенно калиевого полевого шпата, акцессорных и вторичных минералов (рудного, апатита и анальцима). В эссексит-долеритах в отличие от трахидолеритов появляется эгириновый пироксен.

Результаты химического анализа щелочных базальтоидов верхнего течения р. Уссури позволили Г. М. Гапеевой выявить своеобразие этих пород и выделить их в самостоятельную провинцию — Уссурийскую.

Возраст основной массы базальтоидов шуфанской свиты плиоценовый, поскольку они по простиранию замещаются терригенными породами суйфунской свиты. Однако нижние покровы базальтов, имеющие ограниченное распространение, относятся к верхнему миоцену, исходя из следующих данных.

В южной части Шкотовского плато базальты шуфанской свиты залегают на туфогенно-осадочных отложениях, содержащих миоцено-

http://jurassica.ru/

вый, но не верхнемиоценовый комплекс растительных остатков (см. описание сандуганской свиты). Поскольку нет доказательств существования здесь перерыва, соответствующего по времени всему верхнему миоцену, можно предположить, что нижние покровы базальтов этого района имеют верхнемиоценовый возраст.

В восточной части Шуфанского плато рассматриваемая свита хорошо обнажена вдоль склонов речных долин и вскрыта рядом скважин (рис. 15). В скважине, пробуренной в долине р. Большой Шуфан, у бывшего села Пушкино установлен следующий разрез (по И. И. Берсеневу, 1956):

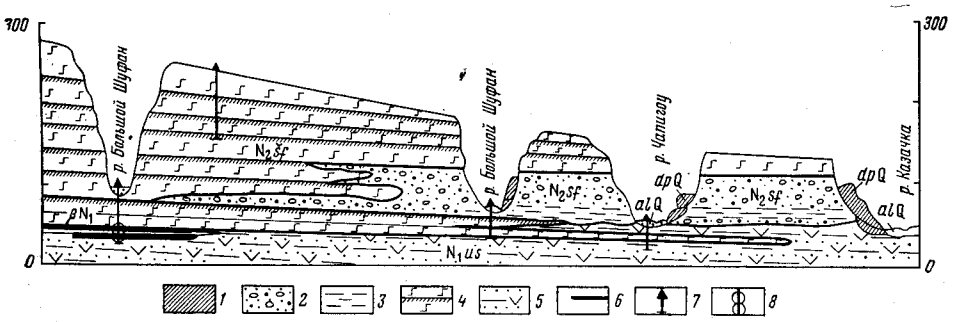


Рис. 15. Схематический геологический разрез через северную часть Шуфанского базальтового плато. По И. И. Берсеневу

1 — глины, суглинки с гравием, глыбами и щебнем базальтов; *2* — пески с гравием и галькой, косослоистые; *3* — глины и алевролиты; *4* — базальты, андезито-базальты и древние коры выветривания; *5* — пески туфогенные, туфы, туффиты, глины, алевролиты; *6* — лигниты; *7* — буровая скважина; *8* — место отбора проб на спорово-пыльцевой анализ; alQ — аллювиальные отложения; dpQ — оползневые накопления; $N_2šf$ — шуфанская свита; N_2sf — суйфунская свита; N_1us — усть-суйфунская свита; βN_1 — базальты

1. Песок серый, разнозернистый, кварц-полевошпатовый, туфогенный . .	6 *м*
2. Лигнит	2 „
3. Базальт серый, пористо-ноздреватый	5 „
4. Лигнит	0,7 „
5. Базальты серые и темно-серые, пористо-ноздреватые, состоящие из вкрапленников ромбического пироксена, плагиоклаза (№ 50) и вулканического стекла	11,3 „
6. Толща базальтов, состоящая из многочисленных покровов, разделенных корами выветривания	185 „

Общая мощность свиты около 200 *м*.

Из слоя 4 В. Ф. Морозовой определен спорово-пыльцевой спектр, характеризующий богатую и разнообразную растительность, произраставшую в теплом и влажном климате, о чем свидетельствует присутствие пыльцы следующих растений: *Ginkgo, Podocarpus, Dacrydium, Taxodium, Sequoia,* Cupressaceae, *Carpinus, Juglans, Carya, Engelhardtia, Fagus, Castanea, Nelumbo, Rhus, Ilex, Sapindus, Nyssa,* Oleaceae, *Diervilla* и др. Содержание пыльцы хвойных невелико, споры папоротникообразных составляют до 13%. Приведенный спектр указывает на миоценовый возраст вмещающих пород. Бурением установлено, что покровы базальтов выклиниваются в восточном и северном направлениях от центров излияния и среди них появляются прослои осадочных пород. Так, скважиной, пробуренной в с. Яковка, и в обнажениях на склоне долины р. Большой Шуфан, установлен следующий разрез:

1. Пески светло-серые с гравием и галькой	2,0 *м*
2. Алевролиты темно-серые	1,0 „
3. Базальты темно-серые, пористо-ноздреватые	5,5 „
4. Глины черные, пластичные	5,5 „
5. Пески светло-серые, среднезернистые, полимиктовые	3,2 „
6. Глины светло-серые, в верхней части песчанистые	30,0 „

http://jurassic.ru/

7. Пески косослоистые с гравием и галькой . . . . . 25,0 *м*
8. Базальты и андезито-базальты пористые, порието-ноздреватые, местами кавернозные . . . . . 40,0 „

Из слоя 4 В. Ф. Морозовой получен следующий спорово-пыльцевой спектр: всего пыльцы и спор 345 знаков, из них (в %): Polypodiaceae (0,6), Marseliaceae (2,8), *Podocarpus* (0,9), *Dacrydium* (2,8), *Abies* (2), *Tsuga* (10), *Picea* (46), *Rhus* (18,2), Taxodiaceae (1,8), *Carpinus* (0,9), *Fagus* (0,6), *Quercus* (1,5), *Ulmus* (1), Nymphaceae (0,3), *Nyssa* (0,6), *Aralia* (1,0), неопределимые — 2,1. По заключению В. Ф. Морозовой, этот спектр указывает на плиоценовый возраст вмещающих пород.

Таким образом, в этом районе нижние покровы базальтов замещают по простиранию породы усть-суйфунской свиты и имеют верхнемиоценовый, а более высокие — плиоценовый возраст.

Южнее описанного участка, в 1 *км* северо-восточнее с. Кедровка, Е. П. Денисовым описана толща глин и диатомитов общей мощностью до 14 *м*, залегающая над древней корой выветривания базальтов (мощность коры до 1 *м*).

М. Д. Болотникова из верхней части толщи определила следующий пыльцевой спектр (в %): *Podocarpus* (1), Pinaceae (1), *Tsuga diversifolia* Max. (6,3), *Picea* (1,3), *Pinus exelsa* Wall. (1), *Pinus sibirica* (Rupr.) Moyr. (0,3), *Pinus* подрода *Diploxylon* (45,7), *Pinus* подрода *Haploxylon* (5,3), *Pinus sp.* (3,6), *Salix* (0,3), *Juglans* (4,6), *Carya* (3,9), *Alnus* (6,3), *Betula* (3,3), *Corylus* (1,3), *Carpinus* (0,6), *Quercus* (1,6), *Rhus* (0,6), *Tilia* (8,9). Из спор встречены представители *Bryales, Sphagnum,* Polypodiaceae, *Osmunda.*

Отпечатки листьев из этих отложений (сборы Е. П. Денисова) представлены, по определению Т. Н. Байковской, формами: *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Populus pliotremuloides* Axelrod, *Juglans* sp., *Ostrya virginica* Willd. fossilis Nath.; при этом *Populus pliotremuloides* пока не отмечен среди растительных остатков из миоценового возраста.

Из этой же толщи А. И. Моисеевой (1959, 1960) были определены диатомовые водоросли плиоценового возраста: *Melosira praeislandica* (O. Müll.) Jousé с толстостенным панцирем и грубой структурой створки, *Melosira italica* (Ehr.) Ktz., *M. scabrosa* Oestr., *M. undulata* (Ehr.) Ktz. var. *normannii* Arn., *Coscinodiscus* (?) aff. *dispar* Herib., *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun. с рядом разновидностей, *Fragilaria bicapitata* A. Mayer, *F. vireacens* var. *oblongella* Grun., *Euntia clevei* Grun., *E.* cf. *polyglyphis* Grun., *Achnanthes lanceolata* var. *elliptica* Cl., *Navicula gastrum* var. *signata* Hust., *N. scutelloides* W. Sm., *Cymbella tumida* (Breb) V. H., *Gomphonema lingulatum* Hust.

Приведенные данные свидетельствуют о верхнемиоценовом или нижнеплиоценовом возрасте базальтов, подстилающих толщу глин и диатомитов. Верхняя возрастная граница шуфанской свиты не может быть точно установлена ввиду отсутствия в перекрывающих ее отложениях ископаемой фауны. По палинологическим, геоморфологическим и другим данным, большинство геологов эти отложения относят к нижнечетвертичному возрасту. Следовательно, верхний возрастной предел шуфанской свиты ограничивается плиоценом.

Дополнительные данные о возрасте базальтов шуфанской свиты получил В. В. Кочегура (1960 и др.) путем корреляции палеомагнитными методами базальтов Шуфанского и Шкотовского плато, района г. Советская Гавань и орловской свиты Сахалина. Базальты Шуфанского плато по магнитным свойствам им расчленены на четыре палеомагнитных горизонта с чередующейся магнитной полярностью. Каждый

http://jurassica.ru/

из палеомагнитных горизонтов сложен серией лавовых покровов (до нескольких десятков), границы между горизонтами проходят по границам между покровами. Породы всех горизонтов хорошо прослеживаются по простиранию палеомагнитными методами. Аналогичные данные получены В. В. Кочегура по базальтам Шкотовского плато и другим районам Дальнего Востока.

На основании палеомагнитных свойств базальтов района г. Советская Гавань В. В. Кочегура пришел к выводу, что лишь верхний обратно намагниченный горизонт базальтов верхней подсвиты совгаванской свиты «может быть отнесен к древнечетвертичному времени, тогда как породы всех остальных горизонтов можно с достоверностью отнести к плиоцену. Однако по косвенным палеомагнитным признакам верхние горизонты пород совгаванской свиты вряд ли моложе позднего плиоцена». Путем палеомагнитной корреляции В. В. Кочегура установил, что базальты Шуфанского плато одновозрастны с породами нижних и средних горизонтов верхнесовгаванской подсвиты. Тем самым подтверждается плиоценовый возраст шуфанской свиты.

По данным этого же исследователя, базальты Шкотовского плато одновозрастны с породами верхней части нижнесовгаванской подсвиты. Это хорошо согласуется с геологическими данными, поскольку нижняя часть базальтов Шкотовского плато (сандуганская свита) имеет миоценовый, а верхняя часть (шуфанская свита) плиоценовый возраст. Соответственно нижнесовгаванская свита, по данным И. И. Берсенева (1961а), относится к миоцену, а верхнесовгаванская — к плиоцену.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ НЕОГЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Неоген представлен континентальными осадочными и туфогенно-осадочными толщами, выполняющими впадины, и вулканогенными образованиями, часто образующими вулканические плато.

Неогеновые отложения, так же как и палеогеновые, изучены очень неравномерно. Миоценовые отложения лучше всего изучены в Суйфунском районе, а плиоценовые — в южной части Приханкайского района. Неогеновые вулканогенные образования наиболее детально исследованы в юго-западном Приморье.

Нижняя и верхняя границы неогеновой системы в связи с очень плохой палеонтологической обоснованностью на территории Приморья условны. Схема корреляции неогеновых отложений приведена в табл. 17.

Миоценовые отложения подразделяются на два горизонта — усть-давыдовский, состоящий из усть-давыдовской и сандуганской свит и отвечающий приблизительно нижнему и среднему миоцену, и усть-суйфунский, верхнемиоценового возраста.

Для усть-давыдовского горизонта характерен следующий флористический комплекс: *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Salix varians* Goepp., *Fagus antipovii* Heer, *Castanea atawia* Ung., *Populus balsamoides* Goepp., *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Menz., *Ulmus carpinoides* Goepp., *Alnus schmidtii* Bors., *Zelkova ungeri* Kov., *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown., *Cornus studeri* Heer, *Diospyros neuburgae* Grub. и др.

Спорово-пыльцевой спектр характеризуется значительным развитием *Tsuga, Picea, Pinus* с небольшим содержанием Taxodiaceae и единичной пыльцой *Ginkgo* и *Podocarpus*. Среди покрытосеменных значительная доля принадлежит пыльце Juglandaceae, *Alnus,* Fagaceae, *Ulmus, Tilia*; присутствуют также *Liquidambar, Nyssa, Aralia* и др. Изредка встречается пыльца тропических и субтропических растений: *Magnolia, Rhus, Ilex.*

https://jurassica.ru/

Схема корреляции разрезов неогеновых

Отдел		Горизонты	Характерные комп		
			фауны	флоры	спорово-пыльцевых
Плиоцен		Суйфунский	*Unio moldaviensis* M. Hoern.		Споры: *Bryales, Sphagnum,* Polypodiaceae, *Osmunda.* Пыльца: много *Picea, Pinus*; немного *Tsuga, Juglans, Alnus, Quercus;* мало Taxodiaceae, *Carya, Betula, Carpinus, Fagus, Tilia*; единично *Ginkgo, Podocarpus, Pterocarya, Castanea, Zelkova, Magnolia, Liquidambar, Rhus, Nyssa* и пыльца травянистых растений
Миоцен	Верхний	Усть-суйфунский		*Picea suifunensis* Krysht., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Comptonia naumanii* (Nath.) Endo, *Populus praemaximoviczii* Baranovii, *Ulmus protojaponica* T. et Onoe, *Zelkova keakii* Sieb. et Zucc., *Pterocarya mixta* (Knowt.) Brown, *Alnus protojaponica* Suzuki, *A. pseudosieboldiana* Baik., *Betula protoermanii* Endo, *B. mioluminifera* Hu et Chaney, *Ostrya oregoniana* Chaney, *Leguminosites* sp.	Споры: *Sphagnum,* Polypodiaceae, *Osmunda.* Пыльца: много *Picea, Pinus;* значительно *Tsuga,* Juglandaceae, *Alnus,* Fagaceae, *Tilia*; немного Taxodiaceae, *Betula*; мало *Abies, Larix, Carpinus, Liquidambar, Ilex*; единично *Ginkgo, Podocarpus, Cedrus, Keteleeria, Glyptostrobus, Sequoia, Engelhardtia, Platanus* и пыльца травянистых растений
	Средний Нижний	Усть-давыдовский	*Cipangopaludina* sp., *Viviparus tulotomoides* Yen, *V.* cf. *lecythoides* Bens., *Tulotoma* cf. *pagodaeformis* Martins., *Pyrgula bikinensis* Popova	*Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Salix varians* Goepp., *Fagus antipovii* Heer, *Castanea atawia* Ung., *Populus balsamoides* Goepp., *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Menz., *Ulmus carpinoides* Goepp., *Alnus schmidtii* Bors., *Zelkova ungeri* Kov. и др.	Споры: Polypodiaceae, *Osmunda.* Пыльца: много *Picea, Pinus* подрода *Haploxylon*; значительно *Pinus* подрода *Diploxylon,* Taxodiaceae; немного *Tsuga, Juglans* Betulaceae, Fagaceae, *Liquidambar;* мало *Podocarpus Cedrus, Pterocarya, Tilia, Aralia*; единично *Ginkgo, Sciadopitys, Palmae, Engelhardtia, Sterculia, Nyssa, Rhus, Myrtaceae.*
Подстилающие отложения					

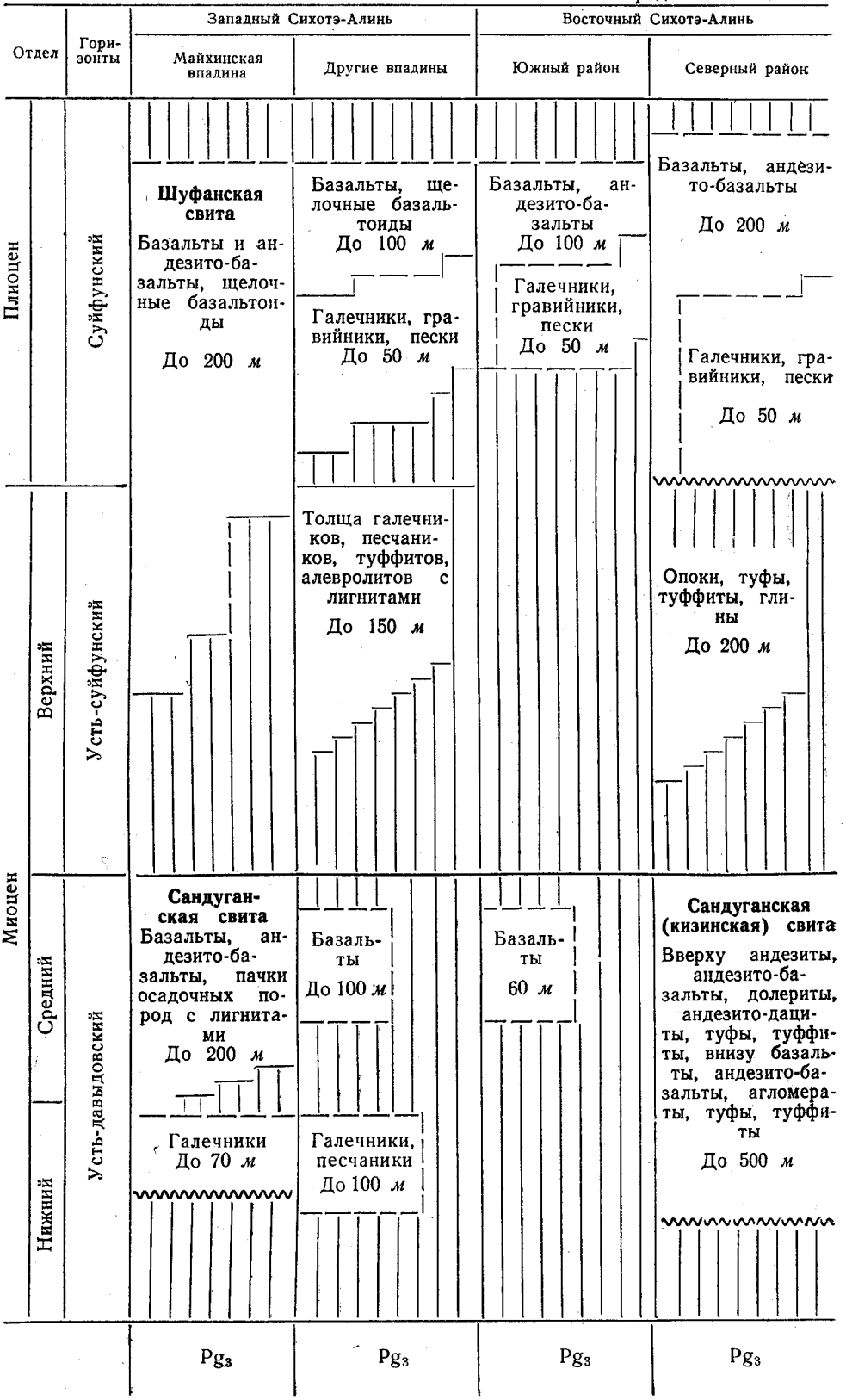
http://jurassic.ru/

Таблица 17

отложений Приморского края

лексы	Западное Приморье	
диатомовых	Суйфунский район Шуфанское плато	Приханкайский район
Melosira oreolata Moiss., *M. praeislandica* Jouse, *Cosinodiscus gorbunovii* Sheshuk., *Tetracylus ellipticus* var. *lancea* (Ehr.) Hust., *Fragilaria bicapitala* var. *lineolata* Moiss., *Fr. triangulata* Moiss., *Eunotia polyglyphoides* Sheshuk., *Achnanthes scutiformis* Moiss., *Navicula gastrum* var. *signata* Hust., *N. scutelloides* W. Sm., *Gomphonema lingulatum* Hust., *Gomphapleura poretzkiae* Moiss.	**Шуфанская свита** Базальты и андезито-базальты со спорами До 300 *м* **Суйфунская свита** Галечники, гравийники, пески, линзы глин До 130 *м*	**Шуфанская свита** Базальты до 100 *м* **Суйфунская свита** Галечники, гравийники, пески, глины, линзы диатомитов До 130 *м*
Melosira praegranulata Jouse, *M. praeslandica* Jouse, *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun., *Fragilaria miocenica* Jouse, *Achnantes miocenica* Moiss., *A. miocenica* f. *robusta* Moiss., *Gomphonema miocenica* Moiss.	**Усть-суйфунская свита** Галечники, уплотненные пески, туфы, туффиты, глины, диатомиты До 125 *м*	**Усть-суйфунская свита** Галечники, уплотненные пески, туфы, туффиты, глины, диатомиты До 100 *м*
	Сандуганская свита Базальты, туфобрекчии До 250 *м* **Усть-давыдовская свита** Песчаники, алевролиты, аргиллиты, местами в основании конгломераты, линзы лигнитов 600 *м*	**Усть-давыдовская свита** Песчаники, алевролиты, аргиллиты, лигниты **Сандуганская свита** Базальты андезито-базальты До 200 *м* 300 *м*
		Pg_3

http://jurassica.ru/



http://jurassic.ru/

Из усть-давыдовских отложений Глуховской мульды определена фауна (определения Г. Г. Мартинсона): *Viviparys tulatomoides* Yen., *V.* cf. *lecythoides* Bens., *V. leiostracoides* Martins., *Tulotoma* cf. *pagodaeformis* Martins., *Purgula asiatica* Martins., *Unio* sp.

Для усть-суйфунского горизонта наиболее характерны: *Picea suifunensis* Krysht., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Comptonia naumanii* (Nath.) Endo, *Populus praemaximoviczii* Baranov, *Ulmus protojaponca* T. et Onoe, *Zelkova keakii* Sieb. et Zucc., *Pterocarya mixta* (Khowt.) Brown., *Alnus protojaponica* Suzuki, *A. pseudosieboldiana* Bajk., *Betula protoermanii* Endo, *Betula mioluminifera* Hu et Chaney, *Ostrya oregoniana* Chaney, *Styrax protoobassia* T. et Onoe, *Sorbus praetorminales* Bajk. и др.

В спорово-пыльцевом спектре усть-суйфунского горизонта среди голосеменных много *Tsuga, Picea, Pinus*; единично встречаются *Ginkgo,* Taxodiaceae, *Abies, Larix.* Среди пыльцы покрытосеменных присутствует значительное количество *Betula, Alnus,* Juglandaceae, Fagaceae, а в меньшем числе — Chenopodiaceae, Ranunculaceae, *Cruciferae, Leguminosae,* Onagraceae, *Meriophyllum.*

Плиоценовые отложения представлены суйфунской и шуфанской свитами, объединяемыми в суйфунский горизонт. Остатков флоры, позволяющих определенно датировать возраст суйфунского горизонта, не обнаружено. В спорово-пыльцевом спектре доминирует пыльца хвойных растений, среди которой много *Picea, Pinus,* Taxodiaceae, Cupressaceae в значительных количествах присутствует *Tsuga.* Среди пыльцы покрытосеменных доминируют *Betula* и *Alnus.* Присутствуют *Juglans, Quercus, Ulmus, Acer*; разнообразен состав пыльцы трав и кустарников.

Отложения усть-давыдовской свиты в Суйфунском и Приханкайском районах распространены значительно шире палеогеновых и выполняют не только отдельные изолированные впадины, но и покрывают значительные площади между ними. Представлены отложения песчано-алевролитовой, часто значительно туфогенной толщей, в которой, как правило, наблюдается постепенное уменьшение размерности кластического материала снизу вверх по разрезу. В верхней части разреза существенную роль приобретают аргиллиты, имеются прослои лигнитов. Мощность отложений различная: в центральных частях отдельных мульд в Суйфунском районе она колеблется в пределах 200—300 *м*, но на юге достигает 600 *м* (п-ов Речной); в Приханкайском районе мощности меньшие. В фациальном отношении эта толща в основном озерного происхождения, но встречаются болотные и русловые осадки. В Западном Сихотэ-Алине усть-давыдовская свита имеет сокращенную мощность и обычно представлена более грубообломочным материалом.

Сандуганская свита сложена покровами базальтов и андезито-базальтов, встречаемыми в юго-западном Приморье. Мощность покровов в отдельных местах достигает 250 *м*. В бассейне р. Сандуган наблюдается частичное замещение этими базальтами отложений усть-давыдовской свиты. Возраст сандуганской свиты, по положению в разрезе и сопоставлению с аналогичными базальтами Северной Кореи, устанавливается как переходный от среднего к верхнему миоцену.

Раннемиоценовые (кизинские) базальты распространены на восточном склоне и приводораздельных участках Центрального Сихотэ-Алиня, т. е. на севере Приморского края.

Отложения усть-суйфунской свиты залегают с размывом на всех нижележащих толщах. В Суйфунском и Приханкайском районах они распространены шире, чем подстилающие их осадки усть-давыдовской свиты. Представлена толща туфами, туффитами, туфодиатомитами, глинами, песками и др., к основанию разрезов и к периферии бассей-

http://jurassica.ru/

нов осадконакопления сменяющихся грубообломочными образованиями. Мощность свиты колеблется от нескольких десятков до 150 *м*.

В пределах Сихотэ-Алиня стратиграфическими аналогами усть-суйфунской свиты являются маломощные туфы, туфогенные породы, пески и галечники, развитые на ограниченных площадях в небольших межгорных впадинах.

Суйфунская свита широко распространена в Суйфунском и Приханкайском районах, а также во впадинах Даубихинской зоны. Она представлена в основном галечниками, гравийниками и песками, формировавшимися в условиях русел рек и временных потоков. Мощность свиты обычно составляет 20—30 *м*, а на участках, где она выполняет переуглубленные долины, достигает 100—130 *м*. В горных районах суйфунская свита сохранилась от размыва на ограниченных площадях.

Шуфанская свита представлена базальтами и андезито-базальтами, покрывающими значительные площади Приморья и образовавшими в ряде случаев обширные плато (Шуфанское, Шкотовское и др.). Местами наблюдается замещение базальтов отложениями суйфунской свиты. Мощность шуфанской свиты изменяется в широких пределах, достигая вблизи центров излияний 300 *м*.

Формирование отложений усть-давыдовской свиты происходило при спокойном тектоническом режиме, в условиях выравнивания территории и соответствует по времени максимальной трансгрессии в северо-западном секторе Тихоокеанского кольца. На территории западной и южной частей Приморского края существовали обширные равнины, где протекали процессы аккумуляции, преимущественно в условиях озерного ландшафта. Сихотэ-Алинский свод хотя и стал значительно положе все-таки остался выраженым в рельефе.

На рубеже среднего и верхнего миоцена в результате оживления движений по разломам произошли излияния сандуганских базальтов. Отложения усть-суйфунской свиты формировались в аллювиально-озерной обстановке, в условиях довольно расчлененного рельефа смежных с бассейнами осадконакопления территорий.

Общая палеогеографическая обстановка в суйфунское время изменилась по сравнению с поздним миоценом. В это время интенсивно формировалась современная гидросеть, хотя в ряде случаев плиоценовые долины не совпадают с современными. В плиоцене же образовалась верхняя терраса, в настоящее время в горных районах расположенная на относительной высоте в 200—300 *м*.

Интенсивные излияния базальтов (шуфанская свита) связаны с оживлением движений по глубоким расколам и, по-видимому, с активизацией глубинных процессов в земной коре.

Среди неогеновых отложений как полезные ископаемые представляют интерес туфы, туфодиатомиты и диатомиты усть-суйфунской свиты, которые являются прекрасными природными сорбентами и запасы которых практически неисчерпаемы. Рыхлые и полурыхлые пески, гравийники и галечники используются как строительные материалы и в дорожном строительстве. Песчаные и грубообломочные отложения усть-суйфунской и суйфунской свит, особенно в горных районах, перспективны с точки зрения обнаружения в них россыпных месторождений. Некоторые разновидности сандуганских и шуфанских базальтов могут служить сырьем для высококачественного каменного литья.

Одним из назревших первоочередных вопросов стратиграфии неогена является выяснение соотношений вулканогенных образований с осадочными, которые до настоящего времени во многом остаются неясными. Более углубленного палеоботанического и палинологического изучения требуют низы усть-давыдовской свиты и породы суй-

http://jurassica.ru/

фунской свиты, что прежде всего необходимо для более обоснованного установления палеоген-неогеновой и плиоцен-нижнечетвертичной границ.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения почти сплошным чехлом покрывают всю территорию Приморского края.

В горных районах они представлены преимущественно элювиальными, делювиальными, коллювиальными и переходными между ними образованиями. В пределах Западно-Приморской равнины, в межгорных впадинах и долинах рек преобладают аллювиальные, озерно-аллювиальные (дельтовые) и озерные отложения. Морские и дельтовые отложения приурочены к прибрежной полосе и к устьям рек, впадающих в Японское море. Эоловые накопления изредка встречаются на морском побережье и на берегу оз. Ханка.

Мощность четвертичных отложений неодинакова и в одном разрезе изменяется от нескольких сантиметров до 110 *м*. Наибольшие мощности приурочены к Приханкайской впадине и морскому побережью.

Изучение четвертичных отложений длительное время отставало по сравнению с изучением более древних пород. До конца сороковых годов четвертичные отложения в подавляющем большинстве случаев подразделялись на древнечетвертичные и современные. Четвертичные отложения изучали И. И. Берсенев, Б. И. Васильев, Ю. М. Вдовин, Ю. А. Иванов, Е. Т. Михалина, В. Г. Плахотник, А. Б. Разживин, Ю. Г. Струве, А. А. Трепалина и др. В результате были предложены две стратиграфические схемы, по-разному трактовавшие положение нижней возрастной границы четвертичных отложений. На стратиграфическом совещании (Решения ..., 1958) было принято решение возраст плато-базальтов (сандуганская и шуфанская свиты) и щелочных базальтоидов считать плиоцен-раннечетвертичным.

В последнее время стратиграфию четвертичных отложений Приморья изучают В. К. Сохин, Б. П. Пода, А. Ф. Крамчанин и другие геологи. Палинологическим изучением четвертичных отложений занимаются Л. П. Караулова, Е. И. Курносова, В. Ф. Морозова, Е. М. Назаренко, П. Н. Соколова и Л. А. Федорова, диатомовым анализом — Е. И. Царько.

В соответствии с решениями второго Дальневосточного стратиграфического совещания выделенные ранее И. И. Берсеневым, В. Ф. Морозовой, В. К. Сохиным и другими «подотделы» получили названия горизонтов (надгоризонтов), а для современных отложений — слоев. Граница между неогеном и четвертичными отложениями проведена по кровле слоев, содержащих Taxodiaceae и *Ginkgo*, т. е. по кровле суйфунской и шуфанской свит.

В Приморье развиты нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные отложения. Их взаимоотношение зависит от рельефа края, в пределах которого выделяются три области — горные районы (Сихотэ-Алинь и отроги Восточно-Маньчжурской горной страны), Западно-Приморская равнина и прибрежная полоса.

В горной области в течение неогена преобладали поднятия, продолжавшиеся и в четвертичный период, что привело к формированию серии цокольных или эрозионных террас при ограниченной седиментации. В равнинной области происходили прогибания, что способствовало накоплению мощных толщ четвертичных отложений и образова-

http://jurassica.ru/

нию комплекса прислоненных или погребенных террас. В прибрежной полосе, также испытавшей значительные прогибания, на характер седиментации большое влияние оказали морские ингрессии. Здесь также развиты прислоненные и погребенные террасы.

Неоднократные эвстатические колебания уровня океана нашли четкое отражение в чередовании процессов эрозионного вреза и аккумуляции, что способствует стратиграфическому расчленению четвертичных отложений.

Резкие колебания климата, приводившие в более северных районах к чередованию оледенений с межледниковыми эпохами, в Приморье выразились в смене эпох похолодания эпохами с более теплым климатом. Наряду с этим различие в рельефе местности создавало в прошлом, как и сейчас, неодинаковые климатические условия для одного и того же времени в горах с одной стороны, на равнинах и в прибрежной полосе — с другой. Поэтому при реконструкции климатических условий и растительности прошлого территория Приморья соответственно подразделяется на две зоны (см. табл. 18). Разрезы четвертичных отложений изображены на рисунках 16—18.

НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижнечетвертичные отложения распространены преимущественно в Западно-Приморской равнине и по долинам крупных рек. Они подразделяются на два комплекса отложений, разделенные размывом, соответствующие двум стратиграфическим горизонтам — упагдинскому и елабужскому.

Упагдинский горизонт

Упагдинские отложения залегают на всех более древних породах с размывом. К плиоценовым отложениям (суйфунской и шуфанской свитам) они обычно прислонены и их аккумулятивная поверхность отделена от поверхности плиоценовых террас уступом, высота которого в Приханкайской впадине составляет 50—100 *м*, а в горных районах до 300 *м*. Породы упагдинского возраста представлены озерными, аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями (см. рис. 16).

Озерные отложения в Приханкайской впадине слагают высокую террасу, имеющую широкое распространение вдоль западной ее окраины. Абсолютная высота тылового шва террасы на юге, от с. Ляличи до г. Спасска-Дальнего 100—120 *м*; далее на север увеличивается, достигая в районе сел Иннокентьевка, Невское 140—150 *м*, а затем близ г. Бикина уменьшается до 90—100 *м*. Относительная высота террасы колеблется от 40 до 80 *м* над уровнем оз. Ханка, составляя обычно около 60 *м*. Озерные отложения местами подстилаются озерно-аллювиальными и аллювиальными. Мощность озерных отложений обычно составляет 20—30 *м*, местами достигая 60 *м*.

Озерные отложения представлены глинами, реже суглинками. Очень редко в основании разреза встречаются маломощные (до 2—5 *м*) прослои песка и гравия. Глины бурые, ржаво-бурые, желтобурые, коричневые до кирпично-красных, реже коричнево-серые и серые. Серые разности глин наблюдаются на больших глубинах ниже уровня грунтовых вод. Характерной особенностью серых глин является быстрое изменение их цвета на воздухе до ржаво-бурого. Это объясняется наличием в серых глинах большого количества закисного железа, которое, окисляясь и переходя в окисное, придает породе

https://rasmi.ru/

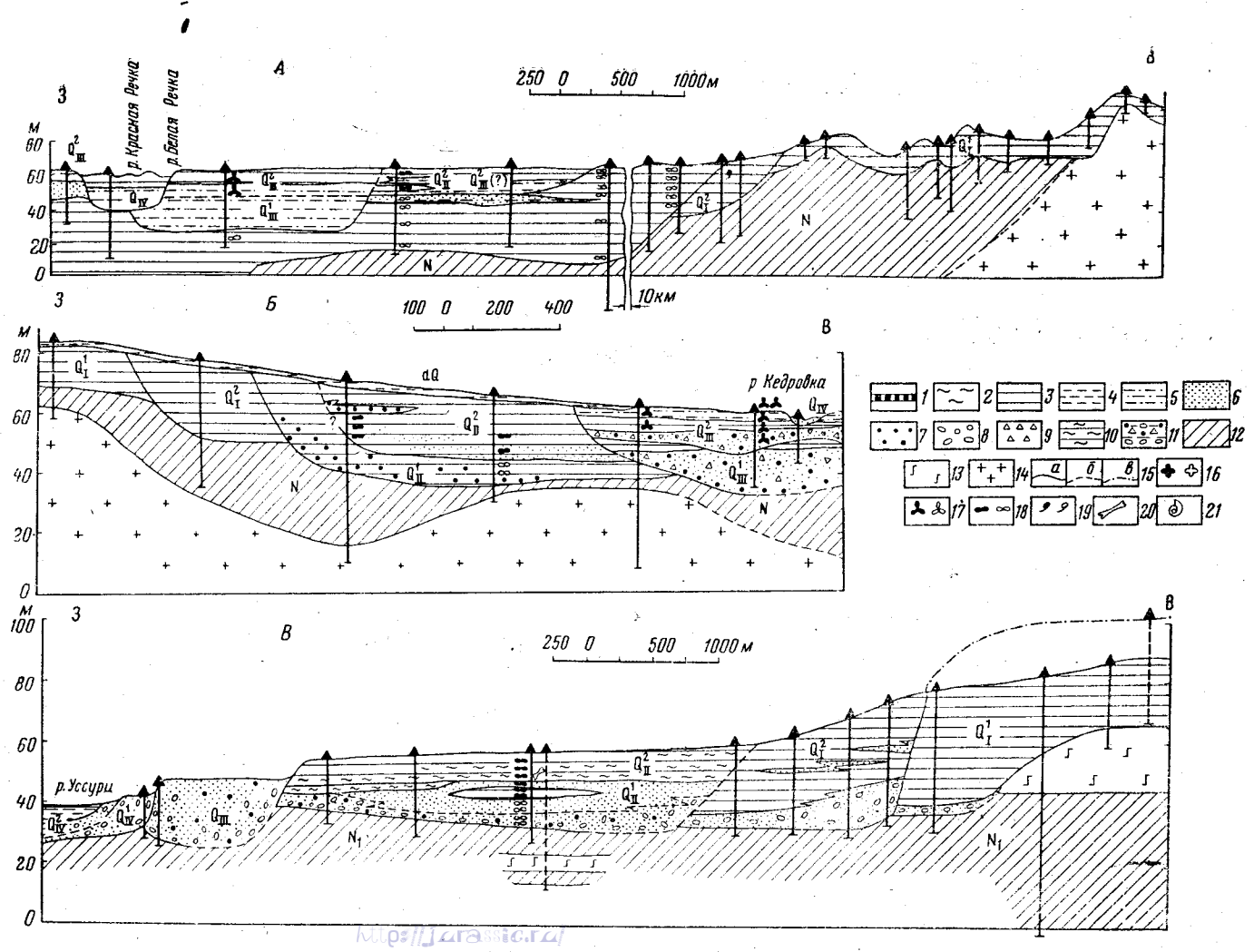


Рис. 16. Геологические разрезы четвертичных отложений: *А* — в восточной части Приханкайской впадины по линии с. Ольховка — р. Красная (по В. К. Сохину), *Б* — по правобережью р. Уссури близ г. Имана по линии с. Филино — с. Рождественка (по Б. П. Поде), *В* — по правобережью р. Уссури у с. Вяземского (по И. И. Берсеневу)

1 — торф; *2* — ил; *3* — глина; *4* — суглинок; *5* — супесь; *6* — песок; *7* — гравий; *8* — галечник; *9* — щебень; *10* — иловатая глина; *11* — галька с гравием, щебнем, песком и глиной; *12* — рыхлые породы неогенового возраста; *13* — неогеновые базальты; *14* — породы кристаллического фундамента; *15* — геологические границы установленные (*а*); предполагаемые (*б*), и условные, спроектированные (*в*); места отбора палинологических проб, характеризующих комплексы растительности (залитый знак обозначает спектр более теплолюбивых растений: *16* — современный; *17* — верхнечетвертичный; *18* — среднечетвертичный; *19* — нижнечетвертичный; *20* — место находки костей *Elephas trogonterii* Pohl., *21* — остатки морских раковин

https://zaraisk.ru/

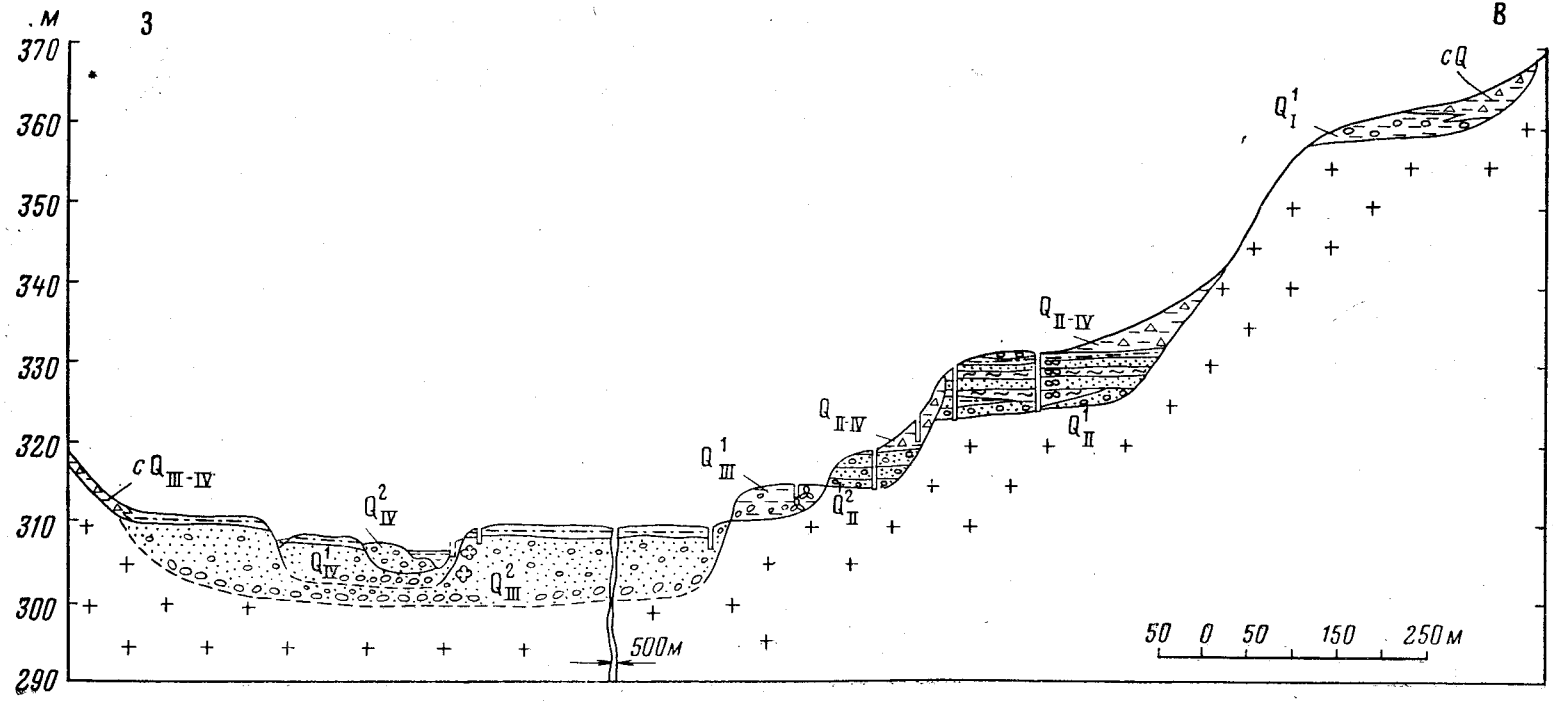


Рис. 17. Геологический разрез четвертичных отложений по правобережью р. Татибе близ устья р. Байлазы (по Б. П. Поде)

Условные обозначения см. на рис. 16

http://jurassic.ru/

бурый цвет. Таким образом, бурый цвет ранне-нижнечетвертичных глин является вторичным и не указывает на их генезис.

По минеральному составу глины монтмориллонитовые с небольшой примесью бейделлита. Вблизи развития скальных дочетвертичных пород в глинах отмечается большое содержание грубообломочного материала. По мере удаления от дочетвертичных пород количество его уменьшается. Внешний вид и состав глин также не зависят от подстилающих их пород: глины, залегающие на базальтах, гранитах, галечниках, туффитах, известняках и т. д., ничем не различаются между собой. Суглинки бурые, ржаво-бурые, коричневые, редко серо-коричневые, средние и тяжелые, обычно наблюдаются вблизи дочетвертичных пород (особенно неогеновых) и часто содержат большое количество дресвы и щебня.

Характерной особенностью упагдинских отложений является выдержанность цвета, состава и структурных особенностей на больших пространствах. Лишь иногда в основании толщи глин и суглинков наблюдаются маломощные (до 3—10 *м*) песчано-гравийно-галечниковые отложения. Чаще всего они встречаются вблизи выходов крупных рек на равнину.

Озерные отложения вверх по течению крупных рек сменяются озерно-аллювиальными с последующим переходом в аллювиальные. Заметно небольшое увеличение в глинах песка и уменьшение пыли с глубиной. Илистая фракция остается почти без изменения. В общем же состав глин и суглинков с глубиной изменяется незначительно. Наличие грубообломочного материала объясняется близостью скальных коренных пород.

Озерно-аллювиальные отложения залегают в долинах рек по периферии Западно-Приморской равнины, где они слагают размытую с поверхности террасу высотой 40—60 *м*. В нижней части разреза обычно лежат пески с гравием и галькой, а в верхней — глины. Глины ржаво-бурые, желто-бурые, коричневые с большим содержанием грубообломочного материала вблизи дочетвертичных пород. По внешнему виду и составу они почти не отличаются от озерных глин этого же возраста. Вверх по течению рек увеличивается размер галек в составе базальных слоев. Общая мощность толщи 10—15 *м*.

Аллювиальные отложения слагают аккумулятивную часть эрозионных террас высотой 50—70 *м* в горных районах (см. рис. 18). Они состоят из галечников, перекрытых слоем глин и суглинков, мощностью до 8 *м*. Глины и суглинки имеют характерный для упагдинского горизонта цвет: бурый, ржаво-бурый, коричневый и очень похожи на озерные глины и суглинки (см. рис. 17).

Вверх по течению рек размер обломочного материала увеличивается от мелкогалечникового до валунно-галечникового.

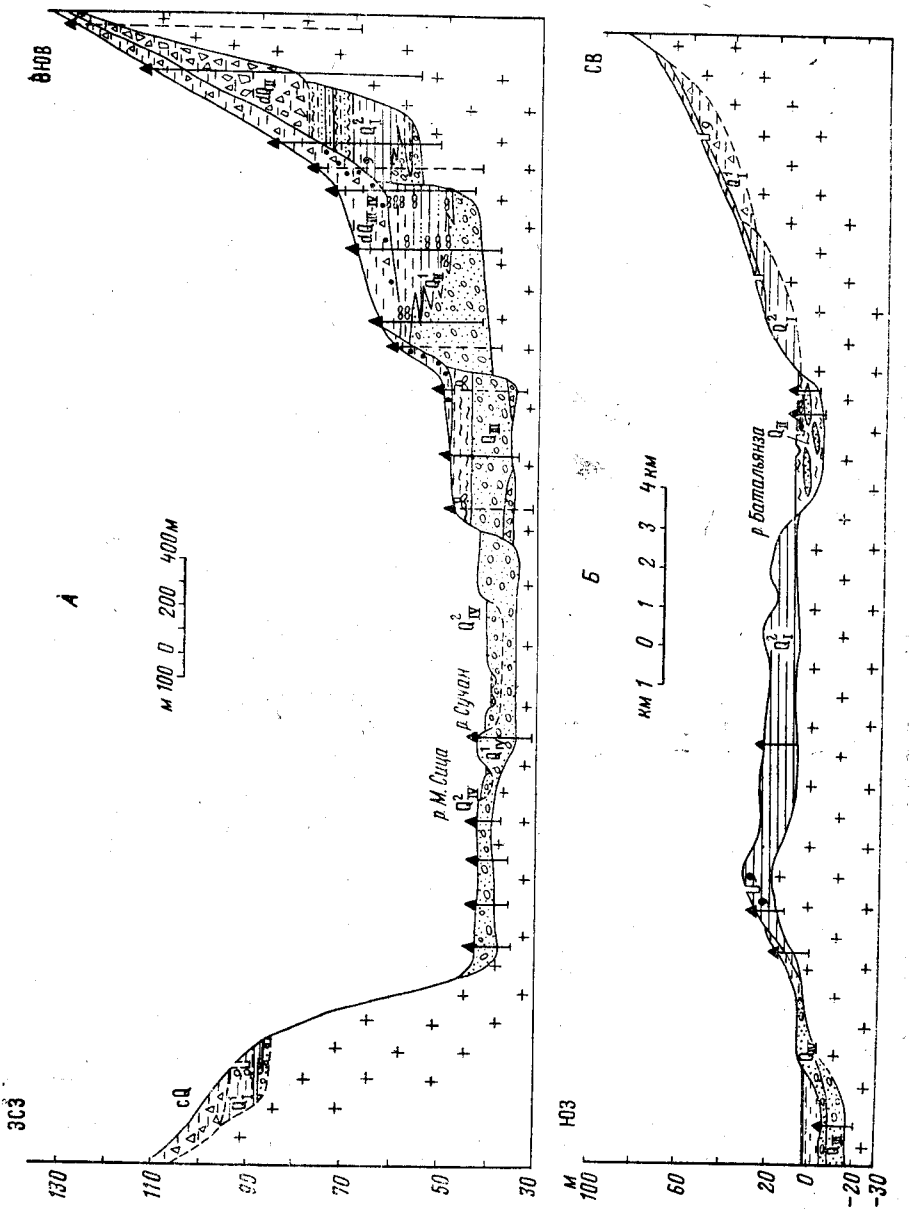
На морском побережье отложения описываемого возраста залегают обычно на цоколе дочетвертичных пород, слагая аккумулятивную часть террасы высотой до 60 *м* (см. рис. 18, *Б, В*). По составу они весьма разнообразны и представлены суглинками и глинами часто со щебнем или гравием и галькой; несколько меньше распространены отложения существенно песчанистого состава, еще реже встречаются галечниковые накопления с глинистым или песчано-глинистым заполнителем.

Суглинки и глины по внешнему виду почти не отличаются от упагдинских суглинков и глин других районов края, характерным для них остается бурый, красно-бурый, коричневый, желто-бурый цвет. Содержание щебня в них переменное и зависит от расстояния до выходов скальных дочетвертичных пород. Гравий и галька в глинах

http://jurassica.ru/

встречаются локально и приурочены обычно к пониженным частям поверхности террасы.

Пески и супеси разнозернистые, полимиктовые или аркозовые, буро-коричневого, бурого, желто-бурого, реже серого цвета. Почти всегда они замещаются суглинками и глинами.



Галечники прослеживаются в отложениях 60-метровой террасы в виде полос, часто замещенных песками и супесями или глинами. Галечники плохо или средне окатаны, с большим количеством суглинков или глин, с гравием в качестве заполнителя.

По условиям формирования описываемые отложения, по-видимому, являются полигенетическими, о чем свидетельствует полифациальный состав и характер соотношения накоплений. Мощность упаг-

https://jarasia.ru/

динского горизонта на побережье составляет 5—10 *м*, изредка достигая 20 и даже 30 *м*. Упагдинские отложения бедны органическими остатками. Несмотря на большое число анализов, пыльца и споры встречены в относительно небольшом количестве проб.

Однако на основании имеющихся данных можно заключить о су-

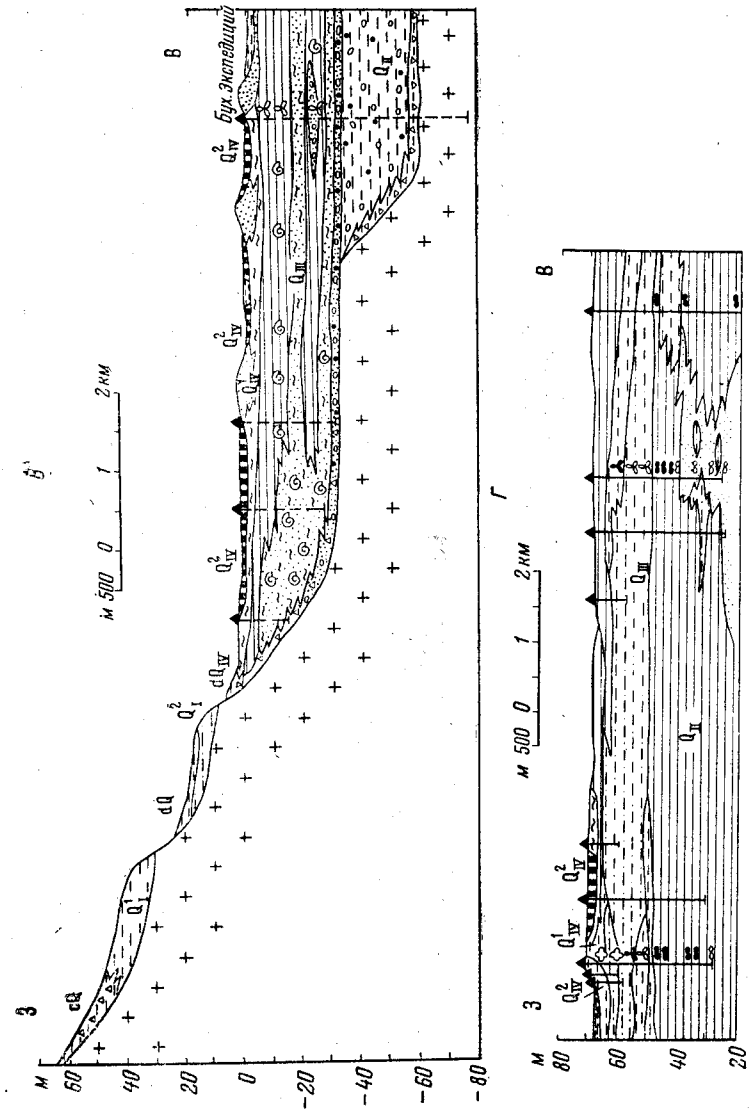


Рис. 18. Геологические разрезы четвертичных отложений: *А* — через долину р. Сучан у с. Новицкое (по В. С. Рынкову), *Б* — через Артемовскую впадину по линии бухта Угловая — пос. Кролевцы (по В. С. Рынкову), *В* — по западному побережью бухты. Экспедиции (по И. И. Берсеневу и Б. И. Васильеву), *Г* — по восточному берегу оз. Ханка у с. Ново-Русановка (по В. К. Сохину)

Условные обозначения см. на рис. 16

ществовании в тот период в Приморье темнохвойной тайги с большой примесью широколиственных умеренно теплолюбивых пород (в %): *Carpinus* (0,4—100), *Quercus* sp. (2—6), *Ulmus* sp. (3—4), *Tilia* sp. (0,4—2), *Juglans* sp. (0,4—4). Изредка встречается пыльца ныне вымерших реликтов тургайской флоры *Tsuga* sp. до 2% и *Fagus* sp. до 3%. Состав растительности указывает на то, что климатические условия во время образования опробованных отложений были более теплыми

http://jurassic.ru/

и влажными, чем современные. В отличие от плиоценовых отложений здесь не встречена пыльца *Ginkgo, Podocarpus, Dacrydium,* Taxodiaceae. Пыльца имеет значительную степень минерализации.

Елабужский горизонт

Елабужские отложения распространены обычно совместно с упагдинскими и слагают прислоненную террасу относительной высотой 20—40 *м*. Вследствие размыва уступов обе нижнечетвертичные террасы в рельефе образуют пологие склоны, окаймляющие речные долины и отдельные участки Приханкайской впадины.

Среди описываемых пород выделяются озерные, имеющие наибольшее распространение, озерно-аллювиальные и аллювиальные (см. рис. 16, *А—В*; 18, *Б, В*).

Озерные отложения в Приханкайской впадине слагают террасу абсолютной высотой 100—105 *м*. К северу в соответствии с общим уклоном местности эта терраса понижается и в районе ст. Губерово — с. Пожарское составляет 80—90 *м*. Описываемые отложения залегают на упагдинском горизонте и на более древних породах. Они представлены преимущественно глинами и реже суглинками. Вблизи выходов рек с гор на равнину в основании разреза наблюдаются маломощные (1—5 *м*) песчано-гравийные отложения.

Глины серые, пепельно-серые, реже бурые, ржаво-бурые и светло-коричневые с большим количеством ржавых, черных и серых пятен (пестроцветные). Вблизи развития скальных пород глины и суглинки имеют примесь дресвы и щебня. По минеральному составу глины бейделлитовые с небольшой примесью монтмориллонита. Суглинки серые, пепельно-серые, реже бурые, желто-бурые с большим количеством ржавых, черных и серых пятен (пестроцветные). Пески зеленовато-серые, серые, мелко- и разнозернистые, полимиктовые, часто с гравием (до 10—40%), реже с галькой, иногда глинистые. Мощность озерных отложений колеблется от 10 до 40 *м*. Аллювиально-озерные отложения отличаются значительно большим содержанием песчано-гравийных фракций. Они имеют ограниченное распространение в речных долинах перед выходом последних на равнину и в пределах внутригорных впадин.

Аллювиальные отложения слагают аккумулятивную часть речных террас относительной высотой 30—40 *м*, сохранившихся от размыва на ограниченной площади. Они сложены преимущественно глинистыми песками с гравием и галькой.

На морском побережье елабужские отложения сходны по составу и условиям залегания с упагдинскими и отличаются от последних меньшей абсолютной высотой верхней границы их распространения, находящейся в пределах 10—20, реже до 40 *м*, а также более пестрой окраской. Мощность их достигает 15 *м*.

Спорово-пыльцевые спектры елабужского горизонта отражают состав растительности, соответствующий более холодным климатическим условиям, чем современные.

Подножия и нижние части склонов, где сейчас произрастают широколиственные и кедрово-широколиственные леса, по всей вероятности, были покрыты мелколиственными лесами из *Betula manshurica* (Rgl.) Nakai, *B. costata* Trautv., *B. dahurica* Pall., *Alnus* sp. Реже встречается *Pinus koraiensis* S. et Z. и единично широколиственные.

http://jurassica.ru/

Сопки с более высокими абсолютными отметками были покрыты темнохвойной тайгой. Основными лесообразующими породами являлись *Picea, Abies* (в том числе *Picea ajanensis* Fisch. и *Abies nephrolepris* Max.). Гольцовая растительность занимала большие площади, чем в настоящее время. Были развиты кустарниковые виды берез: *Betula exilis* Suk., *B. middendorffii* Tr. et Mey., не живущие ныне в этих местах (в горных частях Сихотэ-Алиня они составляют до 70%, в Западно-Приморской равнине до 27% от всей пыльцы рода *Betula*).

Широколиственные леса деградировали. Более низкое, чем современное положение, занимала верхняя граница леса. Все данные свидетельствуют о наступившем похолодании.

Нижнечетвертичный возраст упагдинских и елабужских отложений устанавливается по наличию размыва подстилающей плиоценовой поверхности, формирование которой было достаточно длительным (поскольку эрозией были уничтожены на значительных пространствах площадью в многие тысячи квадратных километров толщи неогеновых и более древних скальных пород на глубину до 300 *м*) и по налеганию с размывом среднечетвертичных отложений, содержащих остатки трогонтериевого слона в районе г. Вяземского (см. рис. 16, *В*).

Нижнечетвертичный возраст елабужских отложений подтверждается также археологическими данными. На правом берегу р. Осиновка, в 5 *км* ниже села того же названия, по данным А. П. Окладникова на поверхности выветрелых гранитов залегает желтоватый суглинок, переходящий выше в красно-бурую глину с гравием и щебнем. В этом слое на глубине 0,8—0,9 *м* от его поверхности найдены каменные изделия, имеющие черты раннего палеолита Китая, Индокитая и Бирмы и позднего палеолита Монголии и Сибири. По мнению А. В. Маракуева (1957 г.), ранний палеолит Китая соответствует началу и середине среднеплейстоценовой эпохи, а средний палеолит — концу этой же эпохи. Таким образом, геологический возраст Осиновской стоянки приходится на средний плейстоцен. Красно-бурые глины, в кровле которых располагается указанная стоянка, принадлежат елабужскому горизонту. Очевидно, что поверхность, на которой поселились люди, была к тому времени отделена от поймы эрозионным уступом. Следовательно, накопление елабужского горизонта произошло до среднего плейстоцена, по-видимому, в раннечетвертичную эпоху.

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среднечетвертичные отложения занимают меньшую площадь, чем нижнечетвертичные, поскольку в Приханкайской впадине и на морском побережье обычно погребены под более молодыми отложениями. Они залегают на глубине до 100 *м* от поверхности на породах дочетвертичного возраста, выполняя переуглубленные долины, и местами прислонены к нижнечетвертичным образованиям (см. рис. 16—18).

По спорово-пыльцевым комплексам — относительно холоднолюбивому и теплолюбивому — среднечетвертичные отложения подразделяются на два стратиграфических горизонта — ханкайский и вяземский. Однако эти комплексы хорошо выделяются лишь в горных районах, где им соответствуют аллювиальные отложения двух различных по высоте террас. В Приханкайской впадине и на морском побережье выделение этих горизонтов требует больших объемов буровых работ и не всегда приводит к положительным результатам.

https://rasmi.ru/

Ханкайский горизонт

Ханкайские отложения* подразделяются на озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные, связанные постепенными переходами.

Озерные отложения распространены в Приханкайской впадине и других депрессиях. В Приханкайской впадине, по мнению В. К. Сохина, они слагают террасу абсолютной высотой 90—95 *м* в бассейне р. Чихеза, снижающуюся до 70 *м* у с. Пожарского. Озерные отложения представлены глинами, редко суглинками, местами в основании толщи встречаются пески.

Глины зеленовато-серые, темно-серые, реже черные или серо-бурые от туго- до мягкопластичных. Состав глин довольно однообразный и с глубиной не меняется. Это можно объяснить однообразием условий накопления, что возможно лишь в озерном бассейне. От нижнечетвертичных описываемые отложения отличаются отсутствием грубо- и среднезернистого песка, уменьшением мелкого песка с пылью и небольшим увеличением глинистой фракции.

Суглинки серые, темно-серые, зеленовато-серые с пятнами ожелезнения, пластичные, вязкие, большей частью приурочены к подошве и кровле озерных отложений. Содержание песка в них повышается на верхнем (2—5 *м*) и нижнем (25—30 *м*) интервалах глубин, в то же время тяжелые суглинки, расположенные в интервале 5—15 *м*, по своему составу близки к глинам. От нижнечетвертичных суглинков они отличаются меньшим количеством и более тонким составом песка.

Ханкайские озерные глины хорошо отличаются от нижнечетвертичных преобладанием серых цветов. Пески, залегающие в виде линз и прослоев, серые, зеленовато-серые, кварц-полевошпатовые, чаще полимиктовые, мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые с гравием. Вблизи участков выхода рек на равнину увеличивается содержание песков и происходит постепенный переход типично озерных отложений в озерно-аллювиальные (дельтовые). В разрезе последних преобладают пески или гравийно-галечные отложения, но мощность глин и суглинков составляет не менее 10—15 *м*.

Глины серые, темно-серые, зеленовато-серые, реже черные или серо-бурые, пластичные, вязкие. Суглинки серые, темно-серые, зеленовато-серые, иногда с пятнами ожелезнения, пластичные от легких до тяжелых. Пески зеленовато-серые, серые, тонкозернистые, реже средне- и грубозернистые с гравием. На участках перехода дельтовых отложений в аллювий встречается гравий преимущественно кремнистого состава, часто с мелкой хорошо окатанной галькой, имеет серый и зеленовато-серый цвет за счет примеси глин в заполнителе. Мощность озерно-аллювиальных (дельтовых) отложений достигает 50—55 *м*.

Аллювиальные отложения залегают в долинах рек, слагая террасы высотой 10—30 *м*, которые прослеживаются на коротких участках, а в верховьях часто слагают основное днище долины. Аллювиальные отложения сложены глинистыми песками с гравием и галькой, перекрытыми глинами мощностью 4—8 *м*. Общая мощность аллювия 5—10 *м* в верхнем течении рек и до 20—50 — в нижнем. Вверх по течению рек размер грубообломочного материала увеличивается.

Глины серые, реже серо-бурые, редко бурые (в виде прослоев), пластичные. Галечники серые с гравием и песком, в нижних течениях рек они сменяются песками. Пески от тонко- до грубозернистых, полимиктовые, часто глинистые серые.

---

* Раньше под этим термином описывались преимущественно озерные отложения, залегающие в бассейне оз. Ханка независимо от их возраста — от миоценовых до современных.

https://jurassica.ru/

Спорово-пыльцевой комплекс ханкайских отложений указывает на смещение вертикальных границ леса по сравнению с его границей в елабужское время. Пологие склоны южной экспозиции были заняты широколиственно-кедровыми лесами. Роль широколиственных пород (*Juglans* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Fraxinus* sp., *Corylus* sp.) невелика. Значительные площади были покрыты мелколиственными лесами (*Betula manshurica* (Rgl.) Nakai, *B. costata* Trautv., *Betula dahurica* Pall.). Основной формацией на всех экспозициях являлись ельники (*Picea ajanensis* Fisch.). В верхней части елового пояса встречалась каменная береза (*Betula ermani* Cham.).

На больших высотах (более 1200 *м*) площади, занятые гольцовой растительностью, сократились. Очень незначительно присутствует в спектрах пыльца ныне не живущих на территории края кустарниковых берез *Betula exilis* Suk. и *B. middendorffii* Tr. et Mey. до 20% в горных частях Сихотэ-Алиня и до 8% в Западно-Приморской равнине (пыльца кустарниковых видов берез в пробах Западно-Приморской равнины встречается за счет переноса ее ветром с горных склонов). Встречается пыльца кедрового стланика *Pinus pumila* Rgl. Состав растительности указывает на существование в то время относительно теплых климатических условий межледниковья.

Вяземский горизонт

Вяземские отложения отделяются от ханкайских в горных долинах, где они местами слагают самостоятельную террасу. В Приханкайской впадине соотношение ханкайских и вяземских отложений точно не установлено. В. К. Сохин и Б. П. Пода считают, что и в этом районе вяземские отложения залегают на ханкайских и более древних породах с размывом, слагая самостоятельную террасу, хотя ее относительная высота практически не отличается от террасы, сложенной ханкайскими отложениями. И. И. Берсенев, Б. И. Васильев, Г. И. Худяков и другие считают, что отсутствие морфологически выраженного уступа между террасами может свидетельствовать о согласном местами с небольшим размывом залегании вяземских отложений на ханкайских.

Среди пород рассматриваемого горизонта В. К. Сохин, Б. П. Пода и другие выделяют озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения, причем наибольшее распространение имеют аллювиальные.

Озерные отложения установлены лишь на восточном побережье оз. Ханка на участке от междуречья Белая — Красная до устья р. Лефу. На поверхности они не наблюдались и вскрыты на глубине 18—34 *м* под верхнечетвертичными отложениями. Представлены озерные отложения глинами и суглинками, иногда с маломощными прослоями песков. Глины темно-серые, зеленовато-серые, реже желтовато-коричневые, пластичные, вязкие. Суглинки голубовато-серые, тяжелые и средние, пластичные, местами с включением дресвы. Пески серые мелко- и тонкозернистые, полимиктовые, часто глинистые, водонасыщенные. Мощность отложений достигает 30 *м*.

Озерно-аллювиальные отложения обнаружены лишь в районе с. Сантахеза, где они являются дельтовыми осадками р. Сантахеза. Они состоят из песков, перекрытых толщей глин мощностью 10—15 *м*. По мере удаления от реки мощность глин увеличивается, а песков соответственно уменьшается. Глины серые, зеленовато-серые, реже буро-серые, пластичные, вязкие. Пески серые, от тонко- до грубозернистых, полимиктовые, часто глинистые.

http://jurassic.ru/

Аналогичные отложения, по-видимому, имеются также в нижнем течении рек Лефу и Мо. Мощность озерно-аллювиальных отложений достигает 25 *м*.

Аллювиальные отложения залегают в долинах большинства рек, слагая аккумулятивную часть террасы высотой 8—15 *м*. Эта терраса в горных долинах Сихотэ-Алиня является эрозионной, но в них по течению высота террасы быстро уменьшается, терраса становится аккумулятивной и вблизи морского побережья и Приханкайской впадины погребенной. Поскольку обе среднечетвертичные террасы в горных долинах сильно размыты, установить их принадлежность к тому или иному стратиграфическому горизонту без данных палинологических анализов весьма трудно.

В Приханкайской впадине и некоторых прибрежных и внутригорных депрессиях аллювиальные отложения представлены песками, гравием и валунно-галечниковыми образованиями, перекрытыми с поверхности толщей глин и суглинков мощностью 4—7 *м*. В долинах горных рек преобладают валунно-галечниковые, а в пределах депрессий песчано-гравийные отложения. Увеличение размера грубообломочного материала наблюдается вверх по течению рек.

Глины зеленовато-серые, серые, темно-серые, реже серовато-коричневые с серыми пятнами, плотные или пластичные, вязкие.

Суглинки темно-серые, серые, реже бурые и серо-бурые, тяжелые и средние, с пятнами ожелезнения, вязкие, пластичные. Преобладающая мощность аллювиальных отложений 20—25 *м*.

На морском побережье среднечетвертичные отложения на ханкайские и вяземские не разделены, здесь они представлены аллювиальными отложениями, погребенными под верхнечетвертичными и современными осадками (см. рис. 18, *В*). Аллювиальные отложения представлены преимущественно галечниками с линзами гравия и песка. Галечники имеют песчано-глинистый заполнитель, придающий породе серый, зеленовато-серый или голубовато-серый цвет. Размер и состав галек разнообразны. Пески серые различных оттенков, разнозернистые, полимиктовые, почти всегда с примесью глины. Мощность отложений достигает 40 *м*.

Морские отложения имеют распространение, по-видимому, на всей площади современной приморской равнины. Они залегают на глубине 20—40 *м* от поверхности и представлены галечниками, песками и глинами. Галечники обнаруживаются вблизи устьевых частей рек и по внешнему виду почти не отличаются от аллювиальных галечников, являясь их фациальным продолжением. Пески отмечаются в виде линз как в галечниках, так и в глинах, по составу сни чаще всего полимиктовые, реже аркозовые, разнозернистые, почти всегда с примесью глинистого материала серых тонов. Глины песчаные, почти всегда слоистые, зеленовато-серые, с прослоями мелкозернистого песка, значительно уплотненные. Мощность отложений достигает 25—30 *м*.

Спорово-пыльцевые спектры вяземского горизонта свидетельствуют о более резком похолодании, чем в елабужское время. Широколиственные и кедрово-широколиственные леса уступали место мелколиственным лесам с очень незначительными участками темнохвойной тайги. Склоны сопок большей частью были заняты светлохвойной тайгой преимущественно с *Larix*. Значительно распространились тундровые и лесотундровые ландшафты. Кустарниковые виды берез (*Betula exilis* Suk., *B. middendorffii* Tr. et Mey., *B. ovalifolia* Rupr.) на южных оконечностях Сихотэ-Алиня составляли до 43% от общего процента

http://jurassica.ru/

рода *Betula*. Встречается пыльца кедрового стланика (*Pinus pumila* Rgl.) и *Alnaster*.

Ведущим на этой территории все же оставался лесной тип растительности. Растительный покров южных отрогов Сихотэ-Алиня в верхне-среднечетвертичное время отличался от растительного покрова более северных районов. На юге Сихотэ-Алиня в значительной мере сохранились такие относительно теплолюбивые породы, как *Betula manshurica* (Rgl.) Nakai (до 40%; процент видов берез дан по отношению к пыльце рода *Betula*) *Betula costata* Trautv. (до 7%), *Betula dahurica* Pall. (до 10%).

Растительность юга и севера Приморского края при несомненном наличии общих черт не имеет между собой полного сходства. В северных районах в растительном покрове преобладали тундровые и северотаежные элементы. На больших площадях отсутствовала древесная растительность. В Западно-Приморской равнине широко распространились степные ассоциации.

Среднечетвертичный возраст вяземского горизонта основывается на находках костей *Elephas trogontherii* Pohl. (А. Ф. Баранов, 1949) в карьере кирпичного завода у г. Вяземского. Поскольку разрез этого карьера находится в непосредственной близости от границы Приморского края и служит для обоснования стратиграфии четвертичных отложений, на нем необходимо остановиться подробнее (см. рис. 16, *Б*).

У г. Вяземского на миоценовых и нижнечетвертичных отложениях с размывом залегают мелкозернистые иловатые пески полимиктового состава, зелено-серые с гравием и галькой в основании и линзами суглинков по разрезу. Мощность песков в отдельных скважинах достигает 13 *м*. Выше песков залегают илы, связанные с нижним и верхним слоями постепенными переходами. Илы серые, темно-серые, с четко выраженным зеленым оттенком и с сероводородным запахом. В илах отмечаются прослои тонких супесей. Вверх по разрезу илы постепенно сменяются серыми и желто-серыми глинами с пятнами ожелезнения. Глины иловатые с запахом сероводорода и растительными остатками. Общая мощность илов и глин 9—12 *м*. Кости *Elephas trogontherii* Pohl. обнаружены в иловатых глинах на глубине 6 *м* от поверхности.

Полная мощность среднечетвертичных отложений достигает 25 *м*.

По данным П. Н. Соколовой, спорово-пыльцевой спектр, заключенный в интервале глубин 2,2—15,2 *м* отражает холодные и относительно сухие климатические условия, причем наибольшее похолодание было в период отложения осадков выше глубины 7,2 *м*. (Растительность в осадках в интервале глубин 18,6—21,2 *м* отличается более теплолюбивым составом и, по-видимому, свидетельствует о климатическом оптимуме в среднечетвертичную предледниковую эпоху.)

Поскольку кости трогонтериевого слона были найдены на глубине 6 *м*, можно предположить, что формирование описываемых отложений происходило в конце межледниковой эпохи, предшествовавшей среднечетвертичному оледенению, и в начале последнего, т. е. в ханкайскую и вяземскую эпохи. Перерыва между соответствующими отложениями здесь не обнаружено.

Г. С. Ганешин предполагает, что костные остатки находятся в переотложенном состоянии, и на этом основании ставит под сомнение выводы о стратиграфии четвертичных накоплений этого района. По мнению И. И. Берсенева, эти опасения излишни, поскольку кости были найдены в глинах без какого-либо обломочного материала, указывающего на перемыв отложений. А. И. Моисеевой в этих глинах была об-

http://jurassica.ru/

наружена типичная пресноводная флора, обитавшая в неглубоких слабо проточных водоемах: *Eunotia praerupta* Ehr., *Pinnularia streptoraphe* Cr., *Cymbella aspera* (Ehr.) Cr. и др.

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Породы верхнечетвертичного возраста имеют наиболее широкое распространение и представлены аллювиальными, озерными, морскими, элювиально-делювиальными и смешанными накоплениями склонового ряда (по классификации Е. В. Шанцера, 1950).

В стратиграфическом отношении они подразделяются на фудзинский горизонт, соответствующий по времени последнему межледниковью, и тыльский надгоризонт, отвечающий последнему оледенению (см. рис. 16—18).

Фудзинский горизонт

Фудзинские отложения залегают с размывом на более древних и представлены озерными и аллювиальными образованиями.

Озерные отложения установлены в Приханкайской впадине, где они обычно залегают на среднечетвертичных осадках и согласно, с постепенным переходом, перекрываются более молодыми верхнечетвертичными отложениями тыльского надгоризонта. На восточном побережье оз. Ханка они залегают на глубине 11—20 *м* и представлены глинами, суглинками и супесями. Глины серые, желто-серые, реже буровато-серые, зеленоватые, вязкие и пластичные, иногда с остатками полуразложившихся растений. Суглинки серые, голубовато-серые, от легких до тяжелых, пластичные. Супеси серые, желто-серые, тонкие от легких до тяжелых. Мощность озерных отложений около 10 *м*.

Аллювиальные отложения имеют ограниченное распространение, они слагают аккумулятивную часть цокольной террасы в долинах горных рек. Эта терраса имеет высоту 6—12 *м* и сохранилась от размыва лишь на отдельных участках. Аллювий представлен песками с гравием и галькой или галечниками с песками и валунами, перекрытыми суглинками с линзами глин. Суглинки желто-бурые, бурые, реже серые, желто-серые от легких до тяжелых, чаще средние. Глины желто-бурые, бурые, коричневые, реже серые пластичные. Общая мощность аллювиальных отложений достигает, по данным В. К. Сохина, 20 *м*, но обычно значительно меньше.

По данным многочисленных палинологических анализов, климатические условия и растительный покров фудзинского времени мало отличался от ханкайского. Пологие склоны южных экспозиций занимали широколиственные и кедрово-широколиственные леса из *Juglans manshurica* Max., *Quercus mongolica* Fisch., *Carpinus cordata* Blume, *Tilia* sp., *Ulmus* sp., *Fraxinus* sp. и *Pinus koraiensis* S. et Z. Северные и более высокие склоны были заняты темнохвойной тайгой. На самых больших вершинах сохранились небольшие участки гольцовой растительности из *Pinus pumila* Rgl., *Betula exilis* Suk., *B. middendorffii* Tr. et Mey., *B. ovalifolia* Rupr. Большую часть Западно-Приморской равнины занимали остепненные редколесья дуба монгольского и березы даурской. Все это указывает на теплые климатические условия межледниковья.

Тыльский надгоризонт

Отложения тыльского возраста имеют наибольшее распространение. Они перекрывают отложения фудзинского горизонта и более древние породы в Приханкайской впадине, слагая значительную часть ее площади, и выполняют большую часть днищ речных долин.

https://rasmi.ru/

Озерные отложения залегают на фудзинских, по-видимому, согласно (с постепенным переходом) и трансгрессивно ложатся на среднечетвертичные отложения (см. рис. 16, *А, Б*). По мнению В. К. Сохина, они отделены от фудзинского горизонта размывом, но веских доказательств этому нет. Рассматриваемые отложения представлены глинами, редко суглинками, на отдельных участках в основании разреза наблюдаются маломощные прослои песков. Глины и суглинки темно-серые, серые, голубовато-серые, пластичные, вязкие. Пески серые, разнозернистые, полимиктовые, с мелким (до 5 *мм*) хорошо окатанным гравием кварцевого состава. По мере приближения к долинам рек наблюдается постепенное увеличение мощности песков за счет уменьшения мощности глин, а также прослеживается переход к озерно-аллювиальным (дельтовым) отложениям.

Озерно-аллювиальные отложения представлены толщей песков, перекрытых слоем глин мощностью до 10—15 *м*. Глины серые, темно-серые, голубовато-серые, пластичные, вязкие, влажные, по внешнему виду не отличимые от озерных. Пески серые, от тонко- до грубозернистых, полимиктовые; по мере приближения к долинам рек размер зерен песка увеличивается, а местами появляется и гравий. На участках выходов рек с гор на равнину наблюдается постепенный переход озерно-аллювиальных отложений в аллювиальные. Аллювиальные отложения занимают большую часть днищ речных долин. В Приханкайской впадине они залегают на среднечетвертичных отложениях и, вероятно, согласно на озерных отложениях фудзинского горизонта. Выше по течению они прорезают более древние четвертичные отложения и ложатся на дочетвертичные породы. В долинах восточного склона Сихотэ-Алиня аллювий тыльского надгоризонта слагает аккумулятивную часть цокольной террасы высотой до 6 *м*.

В долинах равнинных рек (Лефу, Мо, Сунгача, Уссури ниже г. Лесозаводска и др.) аллювий представлен песками и супесями мощностью 10—20 *м*, перекрытыми суглинками и глинами мощностью до 8 *м*. Общая мощность аллювиальных отложений достигает 30—35 *м*. Глины темно-бурые, коричневые, редко серые, со светло-серыми и ржавыми пятнами, плотные, вязкие. Суглинки желто-бурые, сероватобурые, реже зеленовато-серые и серые, от легких до тяжелых, часто с ржавыми пятнами. Характерной особенностью суглинков является резкое преобладание желто-бурых тонов. Серые тона отмечены лишь в долине р. Сунгачи. Супеси зеленовато-серые, серые, состоят (в %) из песчаной (70—85), алевролитовой (5—15), илистой (5—10) и глинистой (5—10) фракций.

В горных долинах аллювий представлен галечниками с гравием, песком и валунами, причем количество последних вверх по течению увеличивается. Выше залегают суглинки или супеси мощностью 2—4 *м*. Общая мощность аллювия обычно не превышает 10 *м*.

Спорово-пыльцевые спектры тыльского надгоризонта указывают на существенное похолодание климата. В горных районах в это время существовали мелколиственные и светлохвойные леса (преимущественно березовые и лиственничные). На юге пятнами сохраняется темнохвойная тайга без участия широколиственных пород. Значительно расширилась гольцовая зона. В равнинных районах обширные пространства были заняты степями.

Верхнечетвертичный возраст описанных отложений устанавливается по следующим данным. В Хабаровском крае в аллювиальных отложениях тыльского возраста в районе г. Комсомольска были найдены остатки *Mammontheus primigenius* (Blum.) позднего типа, указывающие на поздневерхнечетвертичный возраст вмещающих пород, соответ-

https://rasmi.ru/

ствующий эпохе последнего оледенения. Эти данные хорошо сопоставляются с материалами, полученными Г. С. Ганешиным (1959, 1961) по горно-долинному оледенению Среднего и Северного Сихотэ-Алиня. По его данным, в долинах рек, берущих начало на северном склоне горного массива Тардоки-Яни, наблюдается постепенный переход поверхности донной морены в аллювиальную поверхность второй цокольной террасы, имеющей в этом районе переменной мощности слой песчано-галечниковых, по-видимому, флювиогляциальных отложений. Эта терраса развита повсеместно на западном склоне Сихотэ-Алиня и поэтому данные корреляции аллювиальных и ледниковых отложений бассейна р. Ангой могут быть применены для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Приморского края.

Нерасчлененные верхнечетвертичные отложения распространены на морском побережье (см. рис. 18, *Б*, *В*). Здесь они представлены аллювиально-морскими и морскими отложениями, залегающими на четвертичных или более древних породах под покровом современных отложений. Нижняя граница их четко отбивается по смене уплотненных среднечетвертичных пород более рыхлыми. Морские отложения, кроме того, содержат многочисленные раковины морских моллюсков. Глубина залегания подошвы находится на 8—50 *м* ниже уровня моря. Верхняя граница распознается обычно с трудом по появлении более грубообломочных пород в современных отложениях, по исчезновению остатков морских животных или по другим признакам.

Морские верхнечетвертичные отложения представлены голубовато-серыми заиленными песками, обычно мелкозернистыми, замещающимися по простиранию и разрезу голубовато-серыми иловатыми супесями, суглинками или глинами, прослои и линзы которых имеют мощность до 10 *м*. Линзы гравийно-галечниковых отложений и грубозернистых песков встречаются редко лишь на отдельных участках в устьевых частях горных рек. Общая вскрытая мощность морских верхнечетвертичных отложений достигает 35 *м*.

СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Современные отложения широко распространены и представлены аллювиальными, озерными, морскими, болотными, делювиальными, смешанными отложениями склонового ряда (Шанцер, 1950).

Аллювиальные и озерные отложения по возрасту подразделяются на две толщи. Нижняя толща получила название мухенских слоев, а верхняя — чукчагирских.

Мухенские слои

Аллювиальные отложения мухенского возраста слагают первую террасу (высокую пойму) высотой до 2—3 *м* (см. рис. 16, *В*; 17, 18, *А*). Они имеют пестрый литологический состав, зависящий от гидрогеологического режима рек и характера их бассейна. В нижней части разреза они представлены песками, гравием, галечниками, валунниками, реже супесями, а в верхней части преобладают суглинки, в меньшей мере присутствуют супеси или глины.

В верховьях рек и в суженных участках долин преобладают валуны и галечники с примесью грубозернистых песков, суглинки в верхней части разреза здесь часто отсутствуют. В среднем течении основную роль играют песчано-галечниковые отложения, перекрытые суглинками и супесями. В нижнем течении рек и в озеровидных расширениях долин преобладают пески с гравием и галькой в основании

http://jurassica.ru/

разреза. В верхней части разреза здесь залегают суглинки и глины. Общая мощность аллювиальных отложений высокой поймы обычно составляет несколько метров, достигая у крупных рек 10 *м*.

Формирование руслового аллювия описываемых отложений происходило в послеледниковое время, но пойменный аллювий продолжает отлагаться и сейчас, поскольку во время катастрофических наводнений (раз в 5—7 лет) высокая пойма заливается паводковыми водами, после спада которых на ее поверхности остается илистый осадок мощностью до 10 *см* *.

Озерные отложения распространены в основном вдоль южного и восточного побережий оз. Ханка. Они слагают террасу высотой до 2,5 *м* (см. рис. 18, *Г*) и состоят из супесей, перекрытых глинами и суглинками мощностью до 4—6 *м*. Местами встречаются древние береговые валы, сложенные песками. Пески от желтых и желто-бурых до серых, мелко- и тонкозернистые, реже средне- и крупнозернистые, полимиктовые. Супеси серые от тонких до грубых, глины и суглинки серые и темно-серые.

Озерные отложения местами с размывом, а в центральной части Приханкайской впадины, вероятно, согласно перекрывают верхнечетвертичные отложения. Мощность их, по-видимому, не превышает 10 *м*. Накопление верхнего глинистого слоя озерных отложений первой террасы продолжается и в настоящее время, поскольку во время наводнений значительная часть Приханкайской впадины затопляется. На морском побережье к этому горизонту условно относятся пески, слагающие древние береговые валы и залегающие на верхнечетвертичных отложениях (см. рис. 18, *В*).

Спорово-пыльцевые комплексы, содержащиеся в породах мухенского возраста, указывают на изменение климатических условий от более холодных к теплым. В нижней части разреза содержатся пыльца и споры, указывающие на произрастание хвойно-мелколиственных лесов с незначительным участием широколиственных пород (*Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Quercus* sp.); березы представлены древесными видами (*Betula manshurica* (Rgl.) Nakai, *B. dahurica* Pall., *B. costata* Trautv.); травянистый покров беден, преобладают зеленые мхи.

В горных районах в это время росли темнохвойные и мелколиственные леса с незначительной примесью кедра корейского и широколиственных пород. Спорово-пыльцевой спектр верхней части разреза указывает на большое разнообразие широколиственных пород и большее распространение кедра в горных районах. Послеледниковый возраст описанных отложений подтверждается многочисленными неолитическими стоянками, обнаруженными в ряде районов Приморья.

Чукчагирские слои

Аллювиальные отложения чукчагирского возраста слагают низкую (до 1 *м*) пойму и бичевник (см. рис. 18). Русловой аллювий этого возраста по составу совершенно аналогичен русловому аллювию мухенского возраста, а пойменный аллювий недоразвит. По этой причине верхний слой суглинков и глин здесь имеет либо очень небольшую (менее 1 *м*) мощность, либо отсутствует. Мощность аллювия чукчагирского возраста на крупных реках (Уссури, нижнее течение рек Бикин и Иман) достигает 10 *м*, но у большинства рек не превышает 6 *м*.

* После наводнения в августе 1965 г. в районе г. Уссурийска на поверхности высокой поймы, а местами на первой надпойменной террасе мощность отложившихся илов составляла 1—3 *см*, местами до 10 *см*.

http://jurassica.ru/

Озерные отложения устилают берега и дно оз. Ханка. Вдоль западного возвышенного берега озера они слагают пляж, косы и современные береговые валы. Здесь преобладают пески полимиктовые средне- и мелкозернистые. У береговых обрывов среди песков встречаются гальки и плохо окатанные валуны. На южном и восточном берегах озера преобладают илы, суглинки и глины, среди которых простираются песчаные береговые валы.

Нерасчлененные современные отложения

К нерасчлененным по возрасту современным отложениям относится часть аллювиальных, морских и болотных накоплений.

Современные морские отложения на побережье слагают низменности, береговые валы и пляжи на западном берегу залива Петра Великого, в устьях рек и устилают морское дно. Литологический состав их очень разнообразен и зависит от конфигурации береговой линии и гидрогеологического режима. В закрытых бухтах, куда впадают лишь небольшие ручьи, морские отложения представлены глинами или илами с небольшой примесью неокатанного обломочного материала, скатившегося с высоких берегов. В бухтах, где имеются устья рек, залегают пески с гравием и галькой, местами чередующиеся с илами и глинами. Здесь же на берегу располагаются песчаные береговые валы. У вдающихся в море мысов залегает маломощный (1—3 *м*) слой валунов и глыб, а местами дно лишено четвертичных осадков и сложено скальными породами.

Современные болотные отложения распространены на берегах оз. Ханка, низменных участках морского побережья, в долинах рек и на плоских базальтовых плато. Они представлены торфяниками и оторфованными глинами, имеющими мощность 0,5—1 *м*, иногда до 3 *м*.

Палинологическое изучение торфяника Ларченкова болота, расположенного на Шкотовском базальтовом плато на высоте около 800 *м*, показало увеличение вверх по разрезу пыльцы ели от 7 до 30% и сосны от 4 до 25—60%, а количество пыльцы дуба в этом же направлении уменьшается от 36—40 до 1,5%. При этом выявляется максимум содержания пыльцы дуба в средней части разреза. Этому максимуму отвечает повышенное содержание пыльцы (в %), помимо *Quercus* sp. (29,6), *Ulmus* sp. (9,2), *Corylus* sp. (2,2), *Acer* sp. (2), *Tilia* sp. (1,2), *Fraxinus* sp. (0,4), *Salix* sp. (2), *Picea* sp. (37), *Abies* sp. (1,1) и др. Здесь же минимальное содержание березы (13,2) и очень разнообразный комплекс травянистых растений.

Эти данные хорошо увязываются с данными Ц. И. Минкиной и Р. В. Федоровой (1966 г.), изучавших спорово-пыльцевые комплексы торфяников некоторых районов Дальнего Востока, а также с материалами Т. Ямадзаки (1943 г.) по торфянику Сугавара на о. Хонсю и С. Матцусима (1941 г.) по изучению спектров четвертичных отложений Кореи. Подобно торфянику Ларченкова болота для торфяника Сугавара характерно увеличение вверх по разрезу пыльцы сосны от 3 до 40% и соответственное уменьшение пыльцы дуба от 46 до 19%.

Приведенные данные хорошо согласуются с представлениями об эволюции растительного покрова в голоцене, т. е. о почти полном отсутствии хвойных и господстве мелколиственных пород в древнем голоцене, о значительном расширении «Дальневосточной широколиственной области» в среднем голоцене и уменьшении широколиственных пород с одновременным возрастанием роли хвойных в позднем голоцене.

https://jurassic.ru/

Эоловые отложения имеют очень ограниченное развитие. На побережье моря и оз. Ханка местами перевеваются песчаные береговые валы с образованием дюн и песчаных бугров. Близ устья р. Тетюхе после сильных ветров песком были занесены небольшие постройки на окраине с. Смычка. В долинах рек Суйфун, Уссури и некоторых других перевеванием аллювиальных песков объясняется возникновение песчаных гряд высотой в несколько метров.

Делювиальные отложения имеют ограниченное распространение. Они наблюдаются вдоль подножия гор в виде узкой (до 300 *м*) полосы и представлены желто-бурыми и бурыми суглинками, реже глинами, почти всегда с дресвой и мелким щебнем.

Пролювиальные отложения развиты у подножия гор и террасовых уступов, где слагают многочисленные конусы выноса. Последние имеют разнообразный состав от валунников и галечников до суглинков со щебнем, гравием и песком. Мощность пролювия обычно не превышает 5 *м*.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К нерасчлененным по возрасту четвертичным отложениям относятся образования склонового ряда, среди которых выделяются следующие типы: элювий, оползневые и гравитационные накопления и нерасчлененные по генезису отложения. Кроме того, в эту группу входят донные осадки Японского моря.

Элювиальные образования развиты в основном на базальтовых плато и состоят в нижней части разреза из тяжелых суглинков со щебнем и округлыми глыбами базальтов, выше сменяющимися щебнистыми суглинками с растительными остатками. Общая мощность элювия колеблется от 1 до 4 *м*. Время его формирования охватывает весь четвертичный период, так как его образование началось после прекращения излияния базальтов и продолжается до сих пор.

Оползневые накопления широко развиты в районах, где плиоценовые базальты залегают на глинах миоценового или плиоценового возраста. Кроме того, они имеются на западном побережье оз. Ханка южнее с. Турий Рог, где оползают толщи неогеновых песчано-глинистых отложений. В длину оползневые склоны достигают 10 *км*, в ширину 3 *км*, а по вертикали 100 *м*.

Эти накопления представлены обломочным несортированным материалом, представляющим хаотическое нагромождение глыб базальтов, размером до 3 *м* в поперечнике, промежутки между которыми заполнены щебнем и суглинком. Мощность этих накоплений в ряде случаев превышает 25 *м*. Иногда оползневые накопления представлены сползшими блоками почти нераздробленных базальтов длиной до нескольких десятков метров каждый.

Образование этих накоплений охватывает значительный отрезок времени. Часть оползней движется в настоящее время. Несомненно также, что они не могли образоваться до формирования долин, прорезавших базальты. Поскольку основной врез долин произошел в нижнечетвертичную эпоху, с этого времени и началось их накопление. В отдельных случаях удается отделить современные оползни от более древних, неподвижных. Это бывает необходимо для решения вопросов, связанных со строительством в районах развития оползней.

Гравитационные накопления представлены незакрепленными и закрепленными осыпями, развитыми на склонах крутизной более 25—30°.

https://jurassic.ru/

Незакрепленные осыпи встречаются в виде небольших участков среди закрепленных осыпей. Более широко они развиты на склонах крутизной более 40—45°. Незакрепленные осыпи представляют собой беспорядочное нагромождение глыб и щебня, промежутки между которыми остаются незаполненными. Форма и размеры обломочного материала самые разнообразные и зависят от пород, на которых они образуются. Мощность их, по-видимому, не превышает 6 *м*.

Закрепленные осыпи имеют более широкое распространение, чем незакрепленные, и часто подстилают последние. Они состоят из глыб различного размера и формы, промежутки между которыми выполнены суглинками или супесями со щебнем, реже дресвой. Часто на закрепленных осыпях растет лес или кустарник. Мощность закрепленных осыпей обычно не превышает 10 *м*.

Формирование осыпей наиболее интенсивно проходило во время оледенений, когда преобладали процессы физического выветривания. Закрепленные осыпи образовались, по-видимому, в позднечетвертичную эпоху во время последнего оледенения, поскольку сохранность следов более древних оледенений на крутых склонах маловероятна. В послеледниковый климатический оптимум усиление химического выветривания привело к образованию суглинков, закреплению осыпей и зарастанию их лесом. Таким образом, современные закрепленные осыпи являются реликтовыми.

С древними осыпями тесно связаны курумники, т. е. отложения каменных потоков, сползавших во время последнего оледенения с крутых склонов на более пологие. Они состоят из глыб разнообразных скальных пород, иногда со сглаженными гранями, залегающих иногда на нижне- или среднечетвертичных глинах и суглинках аллювиального или делювиального происхождения. Мощность курумников достигает 10 *м*.

На гребнях водоразделов и на вершинах гор местами наблюдаются скопления крупных и гигантских глыб. Они развиты обычно на участках, сложенных верхнемеловыми и кайнозойскими эффузивами. Формирование этих развалов («хаоса») продолжается в настоящее время под влиянием морозного выветривания, но наиболее интенсивно оно происходило в позднечетвертичное время.

На склонах гор крутизной менее 30°, составляющих большую часть площади Приморья, развиты отложения склонового ряда, среди которых трудно выделить отдельные генетические типы. В верхних частях склонов на коренных породах залегают щебнистые суглинки с глыбами и дресвой, имеющие мощность до 3—5 *м*. Выше они сменяются гумусированными суглинками с относительно меньшим содержанием обломочного материала и значительным количеством растительных остатков мощностью 0,5—1 *м*. Общая мощность этих отложений обычно не превышает 3 *м*, иногда достигая 6 *м*. Нижний слой, вероятно, образовался в позднечетвертичное время, а верхний имеет современный возраст. На более пологих склонах описываемые отложения часто имеют трехчленное строение разреза. В основании лежит слой суглинков со щебнем, дресвой и глыбами мощностью до 3 *м*, а в отдельных случаях до 10 *м*. Выше залегают щебнистые суглинки с глыбами мощностью до 3—5 *м*, верхняя часть разреза сложена гумусированными суглинками со щебнем и дресвой. В этом разрезе нижний слой соответствует межледниковью, средний — ледниковому времени и верхний имеет современный возраст. Таким образом, возраст этих отложений среднечетвертичный, возможно, раннечетвертичный — современный.

http://jurassica.ru/

В предгорьях и на равнинах распространены покровные бурые глины и суглинки, одевающие почти сплошным чехлом склоны возвышенностей, поверхность и склоны террас. Только первая надпойменная терраса и пойма лишены этих характерных образований. Они изучены А. З. Лазаревым, И. К. Зайцевым, А. А. Голяницким, Г. С. Ганешиным, Н. А. Лебедевой, А. И. Животовской и др.

Бурые глины, по данным Г. С. Ганешина, отличаются постоянством механического состава с преобладанием фракций менее 0,01 *мм* (94—98% осадков). С увеличением глубины повышается роль более крупных фракций. Для них характерно отсутствие слоистости и хорошо выраженная структурность — способность глин образовывать мелкие призматические и многогранные отдельности и способность обваливаться по вертикальным плоскостям.

Бурая и красновато-бурая окраска глин объясняется содержанием окислов железа. Иногда среди бурых глин встречаются линзы, пятна и примазки серых глин, которые можно рассматривать как реликты первичной окраски осадков. Типичными глинистыми минералами этих отложений являются бейделлит и гидрослюды, причем содержание первого увеличивается с глубиной. Мощность толщи бурых глин обычно не превышает 3—4 *м*. В ряде районов наблюдается переход щебнисто-глыбовых и щебнисто-суглинистых склоновых отложений в толщу бурых глин и суглинков.

Описываемые отложения очень бедны органическими остатками. В бассейне р. Шетухе (правый приток р. Уссури), близ с. Большие Ключи, по данным Г. С. Ганешина, в глинах на глубине 0,5 *м* встречена пыльца (в %) пихты (0,4), ели (10), сосны (59), ольхи (0,4), березы (28), лещины (10), дуба (4), липы (2). Вниз по разрезу количество пыльцы древесных пород уменьшается за счет увеличения трав и на глубине 1,3 *м* содержатся единичные пыльцевые зерна ели, сосны, березы и дуба.

По данным А. И. Животовской (1956 г.), в районе пос. Кировского в верхних горизонтах «перемещенной коры выветривания» количество пыльцы травянистых растений составляет 5—17%, орешника 20—76% и березы 15—40%. В нижних горизонтах количество травянистых форм увеличивается до 70%. По приведенным данным можно предположить, что нижние горизонты отлагались в более холодных климатических условиях, вероятно, отвечающих последнему оледенению, а верхние имеют послеледниковый возраст.

По вопросу генезиса глин и суглинков имеется несколько точек зрения. Г. С. Ганешин, Н. А. Лебедева и А. И. Животовская предполагали, что эти породы образовались в результате переотложения кор выветривания различными агентами денудации. В. В. Соловьев (1961) предположил, что покровные суглинки имеют делювиально-солифлюкционный генезис; они возникли в перигляциальных условиях, когда не только горные склоны, но и равнины были лишены сплошного растительного покрова, а избыточное увлажнение и развитие мерзлоты способствовало течению грунта.

Г. С. Ганешин считает, что описываемые породы могут представлять собой аналоги лёссов и лёссовидных пород, широко развитых в Северном Китае, в частности, они аналогичны суглинкам Сяшу и маланским лёссам. По данным Ли Сы-Гуана (1952), суглинок Сяшу, залегающий на террасе Янцзы, имеющей высоту 20 *м*, и маланский лёсс, развитый в Северном Китае, образовались в эпоху сухого и холодного климата, соответствующего, по-видимому, последнему оледенению.

http://jurassic.ru/

Таким образом, по мнению большинства исследователей, покровные глины и суглинки формировались в основном в позднечетвертичное время, но их образование продолжается и сейчас под воздействием дождевых и талых вод.

Донные осадки Японского моря изучали в ходе гидрологических и гидробиологических работ в тридцатых годах нашего столетия К. М. Дерюгин, Н. И. Тарасов и Б. А. Скопинцев. С 1950 г. в эту работу включаются экспедиционные суда «Витязь» и «Исследователь». Материалы, полученные в ходе исследований 1948—1955 гг., были обработаны А. В. Соловьевым и Д. Е. Гершановичем. В 1954—1957 гг. геологические исследования на «Витязе» выполнялись под руководством Г. Б. Удинцева и Н. Л. Зенкевича. Все собранные материалы обобщены Н. С. Скорняковой в 1961 г., по данным которой и дано настоящее описание осадков Японского моря близ берегов Приморья. Пески преобладают вдоль побережья в зоне волнового прибоя и на материковой отмели на глубинах до 50—70 *м*, а в Южном Приморье до 200 *м*. Пески зеленые и зеленовато-серые, часто с примесью гравия и гальки. Местами встречаются слабоизвестковистые раковинные пески. По механическому составу пески чаще всего средние и мелкие, реже крупные.

Гравийно-галечниковые осадки развиты в мелководных районах совместно с песками. Д. Е. Гершанович установил сцементированные гравийно-галечниковые отложения на глубинах 120—140 *м*, которые были названы им Приморским галечниковым поясом. По его мнению, эти отложения отмечают древнюю береговую линию. В северной части Японского моря гравийно-галечниковый материал встречен на глубинах до 1000 *м* и более, что связано с транспортирующей деятельностью льдов и, возможно, водорослей. Галька и гравий на 70% состоят из изверженных пород, реже встречаются осадочные и метаморфические породы. Крупнообломочный материал представлен в основном гальками диабазов, габбро-диабазов, порфиритов, андезитов, андезито-базальтов, гранитов и кварцевых порфиров.

Крупноалевритовые осадки развиты в пределах материковой отмели и верхней части материкового склона на глубинах от 50—100 до 400—500 *м*. Это плотные, зеленые и зеленовато-серые породы, в сухом состоянии рассыпающиеся, состоящие из частиц размером 0,05—0,1 *мм*. Местами в них присутствуют битые и целые раковины моллюсков, вследствие чего общее содержание карбоната в них повышается до 12% (при среднем 0,3—2,0%). Содержание железа колеблется от 0,65 до 2,06%, марганца 0,018—0,03%.

Мелкоалевритовые илы залегают на материковой отмели в отдельных заливах (Посьет, Амурском, Уссурийском и др.) на глубинах 20—30 *м* и в северной части Татарского пролива на глубинах 100—150 *м*. Кроме того, такие отложения развиты на материковом склоне с глубин 400—500 *м*, они спускаются к его подножию и частично захватывают периферические части глубоководной впадины до глубин 3000—3500 *м*. К северо-западу и востоку от подводной возвышенности Ямато на глубине более 3000 *м* встречены вулканогенные мелкоалевритовые илы, содержащие примесь вулканического стекла. В центральной части Японского моря и глубоководном желобе Татарского пролива развиты тонкие мелкоалевритовые илы, почти лишенные примеси песка. В северных районах Японского моря илы обогащены створками диатомовых водорослей и их обломками, вследствие чего количество аморфного кремнезема в них составляет 10,2—20,2% и эти породы относятся к слабокремнистым диатомовым илам.

https://jurassica.ru/

Мелкоалевритовые илы содержат 31—58% мелкоалевритовой фракции, медианный диаметр их составляет 0,044—0,011 *мм*. Содержание железа в мелкоалевритовых илах составляет 1,95—4,56%, марганца 0,02—0,15%, а на материковом склоне достигает 0,24—0,89%. Такие илы относятся к слабомарганцовистым. Они бикарбонатны, содержание $CaCO_3$ в них 0,13—1,51%, исключение составляют лишь илы подводной возвышенности Ямато на глубинах 700—900 *м*, где благодаря наличию раковин фораминифер содержание карбоната достигает 14,4%.

Мелкоалевритовые илы материкового склона имеют зеленовато-серый цвет и часто покрыты тонкой коричневато-бурой окисленной пленкой. По периферии глубоководной впадины и на склонах возвышенности Ямато мощность окисленного слоя возрастает и илы приобретают серовато-коричневую и коричневую окраску.

Алеврито-глинистые илы занимают значительные пространства глубоководных (более 2000—2500 *м*) районов Японского моря и в желобе Татарского пролива на глубине 500—700 *м*. Они содержат 50—70% пелитовой фракции и значительную примесь алевритовых частиц.

Глинистые илы развиты в центральной части глубоководной впадины Японского моря на глубинах свыше 3000 *м*. Содержание пелитовой фракции в них 70—83%. Эти породы обычно имеют коричневый и светло-коричневый цвет. В северной части моря описываемые илы обогащены скелетами диатомовых водорослей и по повышенному содержанию аморфного кремнезема (11,9—23,2%) относятся к слабокремнистым диатомовым илам. Количество железа в них составляет 2,6—3,5%, марганца 0,03—0,05%. В глинистых илах центральной части глубоководной впадины содержание железа составляет более 4% и марганца 0,48—0,82%.

СВОДНОЕ ОПИСАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Приморья основано на соотношении террас, содержащихся в их аккумулятивной части спорово-пыльцевых комплексов и на сопоставлении их с четвертичными образованиями смежных районов, где найдены остатки млекопитающих. Ввиду отсутствия морской фауны и фауны млекопитающих в нижнечетвертичных и подстилающих их отложениях неогенчетвертичная граница проводится условно по кровле слоев, содержащих остатки таксодиевых и гинкговых. Схема стратиграфии четвертичных отложений приведена в табл. 18.

С четвертичными отложениями связаны россыпные месторождения золота и олова и многочисленные месторождения строительных материалов. Россыпи золота и касситерита приурочены к подошве средне- и верхнечетвертичного аллювия. Содержание полезных минералов в продуктивном пласте в верхнечетвертичном аллювии обычно несколько выше, чем в среднечетвертичном. Кроме того, общая мощность первого меньше, чем второго. Поэтому среднее содержание «на массу» в верхнечетвертичных отложениях выше, и к ним приурочена большая часть россыпей, имеющих промышленное значение. С нижне- и среднечетвертичными отложениями связаны многочисленные месторождения глин и суглинков.

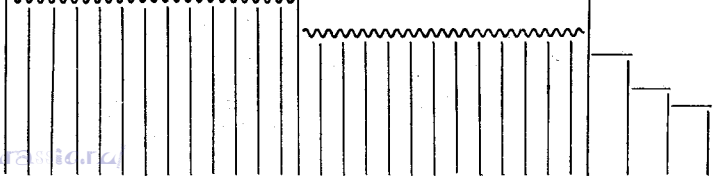
Верхнечетвертичные и современные отложения на ряде участков являются месторождениями строительных и стекольных песков, песчано-гравийных смесей и дорожно-строительных материалов.

http://jurassica.ru/

Таблица 18

Схема корреляции разрезов четвертичных отложений Приморского края

Отложения	Горизонт	Слои	Тип растительности по данным палинологических анализов: Горные районы Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурской горной страны	Тип растительности по данным палинологических анализов: Западно-Приморская равнина, прибрежные части Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурской горной страны	Сихотэ-Алинь и отроги Восточно-Маньчжурской горной страны	Западно-Приморская равнина	Прибрежные части Сихотэ-Алиня и отрогов Восточно-Маньчжурских гор
Современные		Чукчагирские	Темнохвойная тайга с примесью кедра корейского и широколиственных пород. Мелколиственная часть леса занимает подчиненное положение. Значительно представлены широколиственные породы *Quercus mongolica* Fisch. до 2%, *Tilia* sp. до 2%, *Ulmus* sp. до 8%, *Syringa* sp. до 5%, *Corylus* sp. до 5%. Много спор папоротников, лесные виды плаунов. Климатические условия близки к современным	Спорово-пыльцевой спектр отражает растительность, близкую современной с присутствием ныне живущих реликтов тургайской флоры — *Aralia, Eleuterococca, Schizandra, Osmunda.* Характерно значительное участие широколиственных *Juglans manshurica* Max. до 9%, *Ulmus* sp. до 16%, *Tilia* sp. до 3%, *Carpinus* sp. до 2%, Oleaceae до 1%, *Corylus* sp. до 6%. Характерна пика *Quercus mongolica* Fisch. до 40%, *Pinus koraiensis* S. et Z. до 30%. Травы и споры представлены весьма разнообразно	Аллювий низкой (до 1 *м*) поймы и бичевника До 20 *м*	Озерные, озерно-аллювиальные, аллювиальные и болотные отложения До 10 *м*	Морские, аллювиально-морские, аллювиальные и болотные отложения пляжей и низкой поймы До 10 *м*
		Мухенские	В верхней части разреза тайга с примесью кедра корейского и широколиственных пород. В нижней части разреза незначительное количество кедра корейского и широколиственных пород. Намечается слабое похолодание	В верхней части разреза Уссурийская тайга южного типа с большим разнообразием широколиственных пород. В нижней части разреза мелколиственные леса с незначительным участием широколиственных пород *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Quercus* sp. Семейство Betulaceae представлено древесными видами *Betula manshurica* (Rgl.) Nakai., *Betula dahurica* Pall., *Betula costata* Trautv. Травянистый покров беден. Из спор преобладают зеленые мхи — *Bryales*	Аллювий высокой (до 2,5 *м*) поймы До 15 *м*	Озерные, озерно-аллювиальные, аллювиальные и болотные отложения До 10 *м*	Морские, аллювиально-морские погребенные отложения, аллювий низкой поймы, болотные отложения До 10 *м*



Верхнечетвертичные	Тыльский надгоризонт		Хвойно-лиственный лес. Значительно представлены кустарниковые виды берез: *Betula exilis* Suk., *Betula Middendorfii* Tr. et Mey., *Betula ovalifolia* Rupr. Много пыльцы *Alnus* (в том числе *Alnaster*). Травянистый покров беден. Относительно холодные климатические условия	Хвойно-мелколиственные леса. Встречаются как древесные виды берез: *Betula manshurica* (Rgl.) Makai., *Betula schmidtii* Rgl., *Betula costata* Trautv., так и кустарниковые — *Betula exilis* Suk., *Betula Middendorfii* Tr. et Mey., *Betula ovalifolia* Rupr. В Западно-Приморской равнине — лесостепь. Травы обильны и разнообразны: Gramineae, Cyperaceae, *Compositae, Leguminosae, Umbelliferae* и др. Лесная часть растительности представлена хвойно-березовыми ассоциациями. Относительно холодные климатические условия	Аллювий террасы 2—6 *м*, курумники, щебнистые суглинки До 10 *м*	Озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения верхней части террасы 3—8 *м* До 35 *м*	Морские, лагунные, аллювиально-морские и аллювиальные отложения
	Фудзинский		Темнохвойная тайга со значительным участием широколиственных пород *Quercus mongolica* Fisch. 0,4%, *Tilia* sp. до 4%, *Ulmus* sp. до 1,7%, *Acer* sp. до 1,2%, *Juglans manshurica* Max. до 4%. Травянистый покров беден. В спорах преобладает семейство Polypodiaceae до 90%. Относительно теплые климатические условия	Уссурийская тайга южного типа. В равной мере присутствуют *Picea* и *Pinus* (20—30%). Среди мелколиственных пород преобладают древесные виды берез до 60%. Значительно участие широколиственных умеренно теплолюбивых пород: *Quercus mongolica* Fisch. до 8%, *Juglans manshurica* Max. до 3%, *Carpinus* sp. до 1%, *Acer* sp. до 15%, *Corylus* sp. до 15%. Среди трав преобладает семейство Cyperaceae до 50%. В спорах доминируют *Bryales* до 90%, *Sphagnum* sp. до 35%. Спорадически *Osmunda*. Теплые климатические условия	Аллювий террасы 6—12 *м* До 20 *м*	Озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения нижней части террасы 3—8 *м* До 10 *м*	

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 18

Отложения	Горизонт	Слои	Тип растительности по данным палинологических анализов: Горные районы Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурской горной страны	Тип растительности по данным палинологических анализов: Западно-Приморская равнина, прибрежные части Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурской горной страны	Сихотэ-Алинь и отроги Восточно-Маньчжурской горной страны	Западно-Приморская равнина	Прибрежные части Сихотэ-Алиня и отрогов Восточно-Маньчжурских гор
Среднечетвертичные	Вяземский		Формация горной тундры. Представлена кустарниковыми видами берез: *Betula exilis* Suk., *Betula Middendorfii* Tr. et Mey. и *Betula ovalifolia* Rupr. до 70%, *Alnaster* sp. до 45%, *Pinus pumila* Rgl. до 1%. Древесная растительность отсутствует. Травянистый покров беден. Спор мало. Холодные климатические условия	Хвойно-мелколиственные леса. Из хвойных присутствуют *Picea* sp. до 15%, *Pinus* sp. до 12%, *Larix* до 6%. Березы представлены древесными до 60% и кустарниковыми до 3% видами. Встречена пыльца *Alnus* и *Alnaster* до 21%. В Западно-Приморской равнине богат и разнообразен травянистый покров. Споры Bryales, *Sphagnum* sp. и Polypodiaceae присутствуют в равных количествах. Относительно холодные климатические условия	Аллювий террасы 8—15 *м*, озерно-аллювиальные отложения внутри горных впадин До 25 *м*	Озерные, озерно-аллювиальные отложения террасы До 30 *м*	Преимущественно погребенные аллювиальные отложения До 35 *м*
	Ханкайский		Темнохвойная тайга из *Picea* sp. до 60%, *Pinus* sp. до 20%, элементы светлохвойной тайги *Larix* sp. до 2%, древесные виды берез до 20%, незначительны кустарниковые виды берез. Травянистый покров беден. В спорах преобладают *Sphagnum* sp. до 70%, встречены лесные виды семейства Lycopodiaceae. Относительно теплые климатические условия	Уссурийская тайга южного типа. Из хвойных пород чаще преобладают: *Picea* sp. до 40%, *Pinus* sp. до 20%. Древесные виды берез до 50%, кустарниковые до 0,6%. Единичны широколиственные породы: *Juglans manshurica* Max. до 2%, *Quercus mongolica* Fisch. до 1,6%, *Tilia* sp. до 1,5%, *Carpinus* sp. до 1,6%, *Corylus* sp. до 4%. В травах доминирует семейство Cyperaceae до 80%. Относительно теплые климатические условия	Аллювий террасы 15—30 *м*, озерно-аллювиальные отложения внутри горных впадин До 50 *м*	Озерные?, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения террасы 12—20 *м* До 55 *м*	

Нижнечетвертичные	Елабужский		На больших высотах горная тундра из *Betula exilis* Suk. и *Betula Middendorfii* Tr. et Mey. до 2%, *Betula ovalifolia* Rupr. до 5%, *Pinus pumila* Rgl. до 5%, Alnaster sp. Ниже по склону — березово-еловые ольшаники. Растительность южных районов отличается меньшим содержанием холодолюбивых видов. Относительное похолодание	Темнохвойная тайга с примесью мелколиственных пород. Род *Betula* представлен в основном древесными видами — *Betula manshurica* (Rgl.) Makai., *Betula costata* Trautv; кустарниковые виды — *Betula exilis* Suk., *Betula Middendorfii* Tr. et Mey. до 1%. Травы немногочисленны и неразнообразны. Спор мало. Относительное похолодание	Аллювий террасы 20—50 *м*, озерно-аллювиальные отложения внутригорных впадин До 20 *м*	Озерные отложения террасы 30—40 *м*, погребенные аллювиальные дельтовые отложения До 40 *м*	Аллювиально-делювиальные отложения террасы 10—40 *м* До 15 *м*
	Упагдинский		Смешанные широколиственные леса с ныне вымершими реликтами третичной флоры — *Tsuga* sp. и *Fagus* sp. Климатические условия теплее современных	Смешанно-широколиственные леса с единичными ныне вымершими реликтами третичной формы (*Tsuga, Fagus*). Хвойные породы присутствуют в равном соотношении (*Picea* и *Pinus* до 10%). Широколиственные представлены умеренно теплолюбивыми породами: *Carpinus* sp. до 2%, *Juglans* sp. до 3%, *Quercus* sp. до 5%, *Ulmus* sp. до 2%, *Tilia* sp. до 4%. Трав мало. Климатические условия теплее современных	Аллювий террасы 40—70 *м* До 15 *м*	Озерные и аллювиальные отложения террасы 40—60 *м* До 60 *м*	Аллювиально-делювиальные отложения террасы 40—60 *м* До 30 *м*

http://jurassic.ru/

Глава пятая

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магматические породы слагают значительную часть территории Приморья. Они образовались из различных глубинных магм, и в различных структурно-фациальных зонах представлены разновозрастными интрузивными комплексами. В настоящее время выделяются шесть интрузивных комплексов: протерозойский, средне- и позднепалеозойский, юрский, позднемеловой и палеогеновый (рис. 19).

Протерозойский интрузивный комплекс приурочен исключительно к Ханкайскому массиву. Среднепалеозойский комплекс наиболее интенсивно проявился в таких районах палеозойской складчатости, как Ханкайский массив и Южно-Приморская зона. Наличие основных интрузий этого же возраста предполагается в Главном антиклинории. Более широко развит позднепалеозойский комплекс. Он установлен во всей области палеозойской складчатости и, кроме того, в Главном антиклинории. Юрский комплекс представлен мелкими телами основных и щелочных интрузий, известных только в Главном антиклинории. Позднемеловой комплекс разделен на три серии, он лучше выражен в Сихотэ-Алинской области мезозойской складчатости, а на остальной части территории Приморья проявился в виде интрузий трещинного типа. Палеогеновые интрузии представлены мелкими телами гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и сиенит-порфиров Приморского вулканогенного пояса.

При рассмотрении структурного положения интрузивных комплексов и особенностей последних четко выражается приуроченность средне- и позднепалеозойских интрузий к области палеозойской складчатости, а позднемеловых — к области мезозойской складчатости. Границей между ними является Даубихинский шов (Даубихинский разлом, Бурдэ и др., 1963).

Ниже дано описание интрузивных комплексов от древних к молодым по структурно-фациальным зонам. Все данные об абсолютном возрасте пород получены калий-аргоновым методом.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Протерозойские интрузивные образования имеют ограниченное распространение в пределах Ханкайского массива. Они изучены слабо, поэтому их возраст не всегда строго обоснован. Изучением этих интрузий занимались Т. Д. Дубейко (1933 г.), А. З. Лазарев (1933—1934 гг.), В. П. Солоненко (1948), З. В. Сидоренко (1951 г.), Н. А. Беляевский и др. (1955), Ю. Я. Громов (1959 г.), Ю. Н. Олейник (1959 г.), А. Ф. Крамчанин (1961—1963 гг.), Е. П. Леликов (1961 г.), М. А. Мишкин (1961—1964 гг.), И. В. Мишкина (1963 г.), А. М. Смирнов (1963 г.) и др. Некоторые из этих исследователей относят выделяемые в Приморье мигматиты и другие аналогичные образования к архею.

http://jurassic.ru/

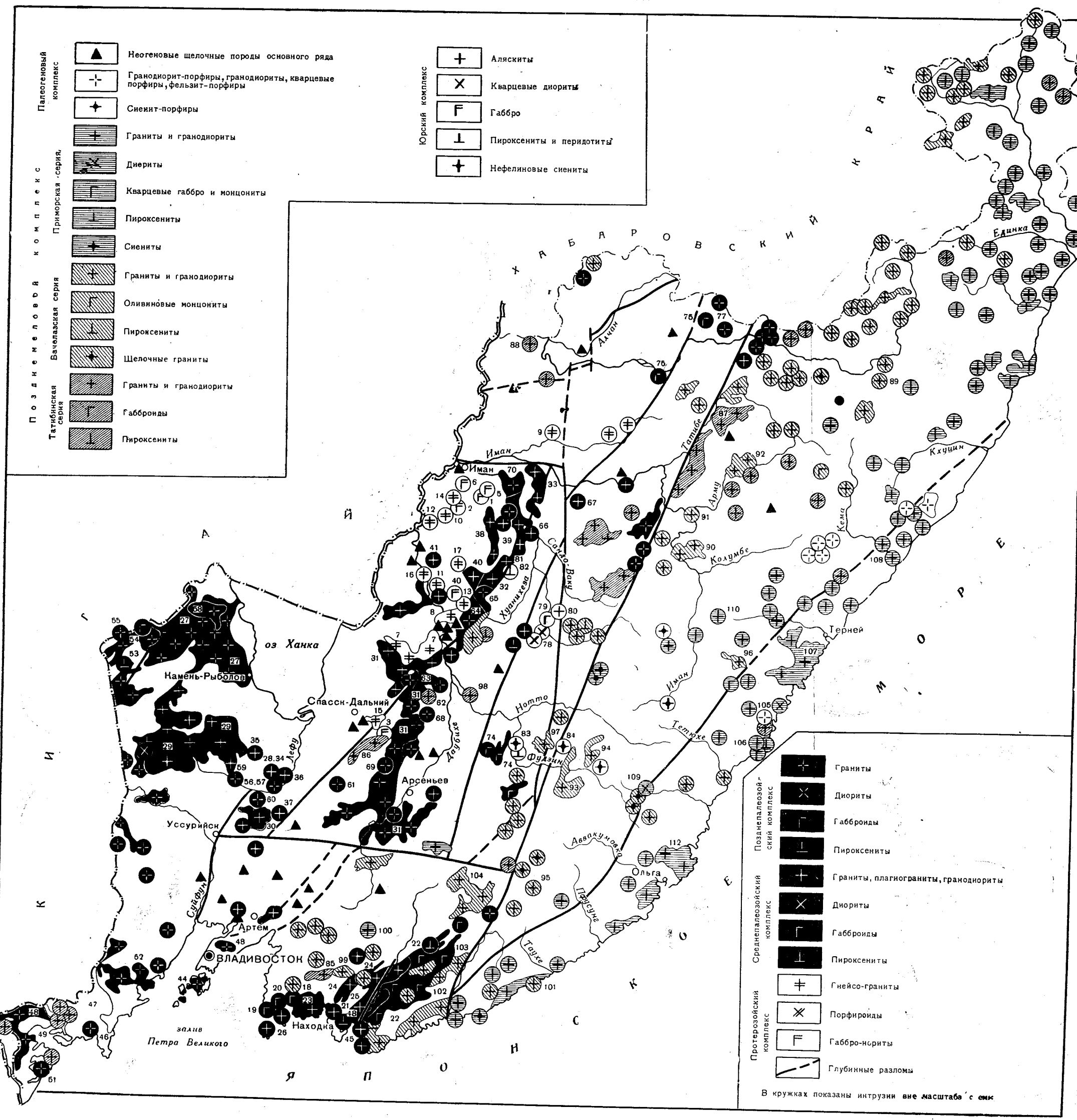


Рис. 19. Карта интрузивных пород Приморского края

Протерозойский комплекс, массивы: 1 — Матвеевский, 2 — Тамгинский, 3 — Спасовский, 4 — Малокабаргинский, 5 — Голубовский, 6 — Кедровский, 7 — Руновский, 8 — Кировский, 9 — Иманский, 10 — Малопетровский, 11 — Новокабаргинский, 12 — Филаретовский, 13 — Южно-Орловский, 14 — Невский, 15 — Спасский; пегматитовые поля: 15 — Усть-Кабаргинское, 16 — Тургеневское. *Среднепалеозойский комплекс,* массивы: 18 — Анненский, 19 — Дунайский, 20 — Путятинский, 21 — Юзагольский, 22 — Сучано-Судзухинский, 23 — Тафуинский, 24 — Таудеминский, 25 — Южно-Сучанский, 26 — Тинканский, 27 — Синтухинский, 28 — Западно-Вознесенский, 29 — Гродековский, 30 — Уссурийский, 31 — Шмаковский, 32 — Большекабаргинский, 33 — Вакский, 34 — Вознесенский, 35 — Первомайский, 36 — Нижнечихезский, 37 — Осиновский, 38 — Кабаргинский, 39 — Краснинский, 40 — Орловский, 41 — Южно-Тургеневский. *Позднепалеозойский комплекс,* массивы: 42 — Находкинский, 43 — Седанкинский, 44 — острова Русского, 45 — Сучанский, 46 — Гамовский, 47 — Попереченский, 48 — Фаташинский, 49 — Янчихинский, 50 — Таймикорский, 51 — Хасанский, 52 — Сидеминский, 53 — Решетниковский, 54 — Нестеровский, 55 — Краевский, 56 — Южно-Вознесенский, 57 — Северо-Вознесенский, 58 — Комиссарский, 59 — Григорьевский, 60 — Чихезский, 61 — Лефинский, 62 — Одаркинский, 63 — Белореченский, 64 — Шетухинский, 65 — Верхнекабаргинский, 66 — Лукинский, 67 — Новопокровский, 68 — Угодинзинский, 69 — Даубихезский, 70 — Ново-Троицкий, 71 — Шивкинский, 72 — Бирушкинский, 73 — Горбунский, 74 — Улахинский, 75 — Средне-Бикинский, 76 — Синанчинский, 77 — Мадянский. *Юрский комплекс,* массивы: 78—80 — Савиновской группы, 81—82 — бассейна р. Сандо-Ваку, 83 — Кокшаровский, 84 — Погский. *Позднемеловой комплекс.* Татибинская серия, массивы: 85 — Пиданский, 86 — Синегорский, 87 — Байлазский, 88 — Самурский; бачелазская серия, массивы: 89 — Улунгинский, 90 — Ямутинзинский, 91 — Усть-Арминский, 92 — Средне-Арминский, 93 — Араратский, 94 — Березовский, 95 — Янмутьхоузский, 96 — Исаковский, 97 — Лампахезский, 98 — Марьяновский, 99 — Синькахинский, 100 — Бровничанский, 101 — мыса Орлова, 102 — Успенский, 103 — Судзухинский, 104 — Ванг оуский; приморская серия, массивы: 105 — горы Кабанчик, 106 — Мутухинский, 107 — Тернейский, 108 — Ильмовский, 109 — Эрдагоуский, 110 — горы Великомань, 111 — горы Мира; 112 — Владимирский. В кружках соответствующим знаком показаны интрузии вне масштаба схемы

Mapfile.ru

Строение интрузий этого комплекса довольно сложное. При их формировании существенную роль играли процессы мигматизации, анатексиса, палингенеза и фельдшпатизации. Границы интрузий с вмещающими породами в большинстве случаев нечеткие, и отделение собственно магматических пород от ультраметаморфогенных образований затруднительно, поэтому описание интрузивных пород протерозойского комплекса дано в основном по их составу.

Докембрийские интрузии представлены габбро-норитами, ортоамфиболитами, разгнейсованными биотитовыми гранитами, гнейсо-гранитами, аляскитовыми, турмалиновыми гранитами, пегматитами и порфироидами (см. рис. 19).

Габбро-нориты образуют небольшие пластовые тела (мощностью до 150 *м*) и мелкие округлой формы массивы среди порфиробластических гранитов докембрия на правобережье среднего течения р. Кедровка, в 4 *км* к востоку от с. Матвеевка (1) * и к югу от с. Невское (2). Они состоят из ромбического и моноклинного пироксена (30—40%), андезин-лабрадора № 38—60 (40—50%) и оливина (до 10%). Пироксены интенсивно замещены биотитом, оливин нередко полностью замещен тальком.

Амфиболиты, образовавшиеся в результате метаморфизма основных пород, распространены в бассейнах рек Спасовка и Одарка, Кабарга (4). На водоразделе рек Голубовка и Михайловка, Кедровка (6), они слагают небольшие пластовые или линзообразные тела площадью до 1,5 *км*^{2}, залегающие согласно со сланцеватостью вмещающих пород, реже секущие ее (Ю. Н. Олейник, М. А. Мишкин, А. Ф. Крамчанин, И. В. Мишкина). Состав амфиболитов непостоянен. Изменяются количественные соотношения обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза и состав плагиоклаза (от олигоклаз-андезина до лабрадора). Структура нематогранобластовая, текстура плоскопараллельная. Амфиболиты принадлежат к классу слегка пересыщенных кремнекислотой, бедных щелочами меланократовых пород.

Разгнейсованные граниты и гнейсо-граниты, образуют небольшие согласные интрузивные тела в кристаллических сланцах докембрия. В них сохраняются многочисленные реликты глубоко переработанных пород субстрата. Интрузивная природа массивов гнейсо-гранитов устанавливается на основании рвущего контакта их с мраморами ружинской свиты, который наблюдался к югу от пос. Филино.

Гнейсо-граниты (биотитовые ортогнейсы) впервые были выделены в 1933 г. Т. Д. Дубейко. В 1947 г. В. П. Солоненко описал эти породы из района междуречья Тамга — Кабарга. По его мнению, ортогнейсы имеют архейский возраст. Они образовались в результате метаморфизма интрузивных пород гранитного (биотит-микроклиновые гнейсы) и диоритового или более основного состава (биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы).

Е. П. Леликовым и А. Ф. Крамчаниным выявлены в районах сел Филино, Матвеевка, Руновка, Тургенево, Орловка, Антоновка граниты, широко распространенные к юго-западу, где они образуют многочисленные мелкие (3—5 *км*) тела, вытянутые в широтном и северо-западном направлениях. В южной части Ханкайского массива, по данным Ю. Н. Олейника и М. А. Мишкина, гнейсо-граниты имеют ограниченное распространение.

Гнейсо-граниты и разгнейсованные граниты — среднезернистые, серые или желтовато-серые породы с гнейсовой текстурой, обусловленной взаимно параллельным расположением вытянутых зерен кварца и че-

* Цифры в скобках обозначают номера интрузий, показанных на рис. 19.

http://jurassica.ru/

шуек биотита. В гнейсо-гранитах отмечаются микроклин (50%), кварц (30%) и альбит-олигоклаз (20%). Содержание биотита непостоянно. Структура гранобластовая. Акцессорные минералы: монацит, апатит, циркон, малакон, ильменит, флюорит, анатаз, рутил, сфен, гранат, лейкоксен, силлиманит. Вторичные: хлорит, мусковит, серицит.

Химический состав рассматриваемых пород приведен в табл. 19. Эти породы пересыщены кремнекислотой, богаты или умеренно богаты щелочами. В целом они соответствуют докембрийским гранитам (по Дели).

Описываемым интрузиям свойственна четко выраженная конформность по отношению к структурам вмещающих пород, что наряду с высокой эластичностью пород, принимавших участие в складчатости, позволяет предполагать одновременность процессов ультраметаморфизма, складчатости и магматизма на Ханкайском массиве.

Аляскитовые, турмалиновые, пегматоидные граниты и пегматиты встречаются в виде жил в зонах мигматизации. Мигматиты слагают обширные поля (сотни квадратных километров) среди нижне- и среднепротерозойских толщ.

Мигматизация проявилась в породах ружинской, матвеевской, тургеневской, нахимовской и в меньшей мере татьяновской свит. Типы мигматитов весьма однообразны и немногочисленны. Они представлены теневыми и послойными мигматитами, редко птигматитами.

Аляскитовые граниты серые, среднезернистые, реже порфировидные породы с субпараллельной текстурой, гранобластовой или гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из микроклина (30—40%), альбит-олигоклаза (10—25%) и кварца (30%). В переходных зонах на контактах с вмещающими их кристаллическими сланцами граниты обогащаются биотитом и переходят в биотитовые разгнейсованные граниты или гранито-гнейсы. На контакте аляскитовых гранитов с мраморами и диопсидовыми породами в гранитах появляется моноклинный пироксен (до 20%) и андезин № 32—40. А в карбонатных породах ружинской свиты в зоне экзоконтакта широко развит волластонит. Среди аляскитовых гранитов довольно часто встречаются микроклин-плагиоклазовые разности, где плагиоклаз частично или полностью замещен микроклином. Акцессорные минералы: апатит, ильменит, циркон, лейкоксен, малакон, монацит, ортит, анатаз, гранат. Описанные породы относятся к нормальным аляскитовым гранитам.

Турмалиновые граниты отличаются от аляскитовых наличием шестоватых кристаллов черного турмалина (до 10—15%) и мусковита (5—10%), развитого по биотиту и калиевому полевому шпату.

Пегматоидные граниты отличаются от аляскитовых только пегматитовой структурой. Пегматиты развиты в северной части Ханкайского массива в пределах распространения докембрийских толщ. Они образуют серию различных по составу и форме жил. Выделяются микроклиновые, микроклин-альбитовые пегматиты.

Микроклиновые пегматиты широко распространены и наиболее полно изучены Г. Н. Семешко на Усть-Кабаргинском пегматитовом поле (15), где они образуют согласные со сланцеватостью вмещающих пород или секущие ее жильные тела мощностью от десятков сантиметров до 30 *м*. Минеральный состав жил непостоянен, и его изменение выражается в содержании основных породообразующих минералов: кварца (от 30 до 50%) и микроклина (от 25 до 60%). В последнем часто наблюдаются пертиты распада, реже замещения. Из других минералов обычно присутствуют альбит (до 10%), черный турмалин, мусковит нередко в виде крупных кристаллов. Акцессорные минералы: колумбит, малакон, оранжит.

https://rasmi.ru/

Таблица 19

Химический состав протерозойских интрузивных пород (в %)

Компоненты	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO_2	71,32	71,52	72,72	72,40	65,10	72,94	71,8	74,38	72,40	63,64	47,16	67,40	71,76	71,84
Al_2O_3	14,86	12,96	14,40	14,76	14,37	13,42	15,60	14,16	14,39	12,28	17,12	19,28	16,54	15,22
Fe_2O_3	1,30	1,76	0,63	0,51	1,18	0,03	0,59	0,31	0,86	1,85	1,97	1,12	2,16	0,88
FeO	2,38	1,76	0,97	0,93	5,70	2,19	1,94	1,54	1,26	5,10	8,10	0,39	1,12	0,21
TiO_2	0,16	0,22	—	—	1,25	0,18	0,18	0,14	0,27	1,28	1,00	0,10	0,13	0,05
MnO	0,21	0,01	0,10	0,07	0,10	0,04	0,05	0,06	0,043	0,11	0,12	0,34	0,013	0,014
MgO	0,24	1,99	0,80	0,80	1,40	0,30	0,20	0,56	0,38	2,01	8,57	0,30	0,05	0,59
CaO	0,98	0,84	2,52	1,40	3,29	0,52	0,77	0,88	1,24	2,88	13,42	0,21	0,60	0,42
Na_2O	2,84	2,51	3,55	3,26	2,19	1,71	2,20	3,07	3,12	2,00	1,30	6,10	4,25	2,91
K_2O	5,12	5,96	4,58	5,01	5,19	8,84	5,61	5,11	4,57	6,37	0,40	3,61	3,75	7,94
P_2O_5	—	—	—	—	—	0,05	0,04	0,06	0,01	0,35	0,005	0,025	0,46	—
SO_3	—	0,02	0,24	0,22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,68	0,68	0,40	0,20	0,11	0,28	0,38	0,38	—	1,50	0,97	—	—	—
Сумма	100,09	100,23	100,91	99,56	99,88	100,56	99,36	100,65	98,54	99,37	100,13	98,88	100,833	100,074

26, 27 — разгнейсованные граниты, массив Малокабаргинский; 28, 29 — то же, правобережье р. Уссури в районе ст. Иннокентьевка; 5 — гранито-гнейс, массив Половинкинский; 31—33 — аляскитовые граниты бассейна среднего течения р. Кедровка; 34 — то же, массив Новокабаргинский; 35 — порфиробластический гранит, бассейн среднего течения р. Кедровка; 36 — амфиболит, там же; 37, 38 — пегматиты, массив Усть-Кабаргинский; 39 — то же, массив Тургеневский. По данным Е. Д. Касьяна (34), В. С. Коренбаума (37, 38), А. Ф. Крамчанина (26—29; 39), Е. П. Леликова (32, 33, 35), И. В. Мишкиной (31, 36) Б. П. Поды (30).

https://jurassic.ru/

Микроклин-альбитовые пегматиты также встречаются на Усть-Кабаргинском пегматитовом поле. Обычно это крупнозернистые породы с блоковой структурой, состоящие из кварца (30%), решетчатого микроклин-пертита (60%) и альбит-олигоклаза (8—10%), образующего прямоугольные кристаллы с полисинтетическими двойниками. Кроме этих минералов, присутствуют железистый турмалин, мусковит, колумбит, ортит и др.

Интрузии порфироидов установлены М. А. Мишкиным и И. В. Мишкиной (1964) среди образований протерозоя восточнее г. Спасска (17). Размеры интрузий невелики (первые десятки и сотни метров). Форма их удлиненная. Порфироиды представляют собой светло-серые, мелкозернистые, сланцеватые породы, состоящие из мелких изометричных и вытянутых зерен кварца, плагиоклаза и чешуек мусковита. Среди этих зерен присутствуют реликты частично уцелевших от катаклаза порфировых выделений плагиоклаза. Порфироиды образовались за счет жильных тел кератофиров и кварцевых порфиров.

Особое место среди протерозойских образований занимают порфиробластические граниты, впервые выделенные и описанные в 1951 г. Г. М. Гапеевой под названием гранитоидных образований на левобережье верхнего течения р. Уссури в окрестностях с. Руновка. Затем аналогичные образования изучали: в районе ст. Эбергард — Н. А. Беляевский (Беляевский и др., 1955), в бассейнах рек Спасовка и Одарка — Ю. Н. Олейник (1960 г.) и М. А. Мишкин и В. М. Гуревич (1961)*.

Некоторые исследователи относят порфиробластические граниты к стратифицируемым толщам протерозоя. Другие, отмечая нечеткое стратиграфическое положение порфиробластических гранитов в разрезе докембрия, считают их интрузивными образованиями.

Наиболее широко метасоматические граниты развиты в бассейне среднего течения р. Кедровка, где они слагают массивы площадью до 50—60 *км*^{2}. Это неоднородные и неравномернозернистые породы, обладающие гнейсовой текстурой. Состав их непостоянен. Преобладает андезин (№ 32—40), в подчиненном количестве встречаются микроклин и кварц. Из минералов установлены биотит, намного реже гиперстен, диопсид и роговая обманка. Порфибласты составляют 30—60% объема породы. Они представлены главным образом микроклином, реже плагиоклазом, образующими как идиоморфные кристаллы, так и «очковые» агрегаты размером в поперечнике 0,5—3 *см,* ориентированные параллельно сланцеватости породы.

К этим гранитам тесно примыкают крупнозернистые породы, напоминающие пегматиты. Они образуют жилообразные, линзовидные или изометричные тела мощностью от десятков сантиметров до 3—5 *м,* часто не имеющие четких границ с вмещающими гранитами. Эти породы сложены крупными кристаллами микроклинпертита, переполненными мелкими округлыми включениями кварца. В отдельных телах наблюдаются крупные (до 5 *см*) кристаллы ортита. Рассматриваемые породы лишены закономерных срастаний кварца и полевого шпата. Из акцессорных минералов присутствуют ильменит, магнетит, ортит, монацит, циркон, апатит, сфен, оранжит и ксенотим. При образовании порфиробластических гранитов важную роль играл процесс калиевого метасоматоза, который привел к появлению большого количества мигматобластов микроклина.

О геологическом возрасте описанных выше интрузий нет единого мнения. Е. П. Леликов считает, что магматические породы, кроме пег-

* На прилагаемой к тому геологической карте рассматриваемые породы отнесены к метасоматическим.— *Прим. ред.*

http://jurassica.ru/

матитов, имеют допозднепротерозойский возраст, а пегматиты Усть-Кабаргинского и Тургеневского полей — раннепалеозойский (байкальский), что доказывается прорыванием ими верхнепротерозойских отложений. В. С. Коренбаум, Г. Н. Федчина и ряд других исследователей выделяют пегматиты докембрийского и раннепалеозойского возраста. Ю. Н. Олейник, основываясь на некоторых данных определения абсолютного возраста (320—350 млн. лет) порфиробластических гранитов, считает, что образование последних произошло в среднем палеозое.

Основанием для выделения допозднепалеозойского интрузивного комплекса, по мнению Е. П. Леликова, служит широкое развитие гнейсо-гранитов, аляскитовых и порфиробластических гранитов только в нижне- и среднепротерозойских толщах, где они образуют согласные тела, связанные постепенными взаимопереходами с вмещающими породами. Для них характерны многочисленные реликты и ксенолиты вмещающих пород, расположенные в полном пространственном соответствии со складчатыми структурами осадочно-метаморфических толщ, что указывает на одновременность образования этих интрузий с протерозойской складчатостью. Кроме того, на допозднепротерозойский возраст указывает несогласное налегание немигматизированной спасской свиты рифея на гнейсо-мигматитовый комплекс протерозоя (бассейн р. Спасовка).

Абсолютный возраст пород (приведен в табл. 20) указывает на докембрийское время формирования интрузий. Приуроченность согласных тел габбро-диоритов только к нижнепротерозойским толщам и их отсутствие на остальной площади Ханкайского массива позволяет, по

Таблица 20

Абсолютный возраст пород протерозойского интрузивного комплекса

Номер пробы	Название пород и минералов	Место отбора пробы	K, %	$K^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст в млн. лет
1041	Амфиболит	Село Татьяновка	0,32	0,0150	0,0006	0,040	609
3813-В	Гранит (по биотиту)	Река Кедровка	6,89	84,06	2,926	0,0343	540
475	Пегматит (по мусковиту)	Село Усть-Кабарга	4,00	48,80	2,680	0,055	795
509	Пегматит (по мусковиту)	Село Макаровка	7,06	86,13	3,282	0,0381	584
263	Гранит (по пироксену)	Пос. Филино	0,083	1,01	0,057	0,056	807
269	Амфиболит	Село Кировка	1,00	1,22	0,0393	0,0322	519
К-106	Гранит (по мусковиту)	Левобережье реки Славянка	7,72	94,18	3,248	0,0344	530
4332/6	Турмалиновый гранит	6 *км* южнее с. Матвеевка	2,35	28,67	1,480	0,0520	759
264	Пегматит	Село Митрофановка	2,31	28,17	0,946	0,034	531
308	Пегматит	Село Усть-Кабарга	7,70	93,94	3,185	0,0339	527
247	Кварц-турмалиновый пегматит	Река Бейцухе, нижнее течение	7,28	88,82	3,198	0,0360	556
240/1	Аляскитовый гранит	Село Невское	0,90	10,98	0,400	0,0364	562
49	Мигматит биотитовый	Село Ружино	2,87	0,0934	0,0048	0,052	759

http://jurassica.ru/

мнению Е. П. Леликова, предположить раннепротерозойский возраст также и этих пород. И. И. Берсенев, Н. П. Васильковский, Ю. С. Липкин, Ю. Н. Олейник считают, что в Приморье раннепалеозойские (байкальские) интрузии не доказаны, как и существование регионального несогласия между средним и верхним протерозоем. При этом не отрицается более древний, возможно, раннепротерозойский, возраст габбро-норитов, которые могли заполнять подводящие каналы для эффузивов протерозойского возраста.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Породы этого комплекса обнажаются главным образом в пределах Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны, в меньшей мере в Даубихинской и Алчанской зонах и, вероятно, в южной части Главного антиклинория. Среднепалеозойские интрузии изучали А. И. Козлов (1924а), И. А. Преображенский (1930), В. З. Скороход (1941), А. З. Лазарев (1933—1934 гг.), П. С. Бернштейн (1936 г.), М. П. Материков (1950—1953 гг.), З. В. Сидоренко (1952 г.), Н. А. Беляевский и др. (1955).

При описании среднепалеозойских интрузий использованы новейшие исследования И. З. Бурьяновой, Б. И. Васильева, Ю. Я. Громова, Ю. Б. Евланова, Ю. Г. Иванова, Е. П. Леликова, Ю. С. Липкина, П. В. Маркевича, Н. М. Органовой, В. К. Путинцева, И. К. Пущина, Е. А. Радкевич, М. Г. Руб, Ф. К. Шипулина и других исследователей.

Более полно среднепалеозойские интрузивные породы изучены в пределах Южно-Приморской зоны и Ханкайского массива, где выделяются три фазы их внедрения. Средние и основные породы первой фазы распространены незначительно, гранитные интрузии второй фазы имеют наиболее широкое развитие, а биотитовые и аляскитовые граниты третьей фазы (вознесенские граниты) занимают наименьшую площадь, но имеют большое значение для рудоносности Приморья. Все эти фазы обычно сопровождаются породами жильной серии.

Породы первой фазы прорываются гранитами второй фазы. Этот факт установлен Б. А. Ивановым и З. Е. Надежкиной (1962) на горе Орел в бассейне р. Сучан, где они наблюдали контакт габбро с рвущими эти породы гранитами. Габбро на контакте изменено. Внутрь габброидов проникают апофизы и прожилки гранитов. Б. И. Васильев (1961 г.) указывает на прорывание базитов Анненского плутона дайками гранитов и на присутствие в Тафуинском гранитном массиве ксенолитов габброидов.

Южно-Приморская зона

Интрузивные породы первой фазы

В пределах Южно-Приморской зоны породы среднего и основного состава слагают крупные массивы, которые с более молодыми образованиями граничат по разрывам, нередко залеченным более поздними внедрениями гранитоидов. Местами границы интрузий первой фазы скрыты под более молодыми отложениями. Для пород этой фазы характерно непостоянство состава и структур.

Наиболее типичный массив площадью 35 *км*^{2}, расположенный в районе бухты Анна, описан под названием Анненского плутона (18). С юга и запада он омывается морем. Со стороны пролива Стрелок его прорывают биотитовые граниты Тинканского массива, с севера и во-

http://jurassica.ru/

стока он граничит с нижне- и верхнепермскими отложениями и с мусковитовыми гранитами среднепалеозойского Тафуинского гранитного массива большей частью по разрывным нарушениям. В центральной части плутона известно несколько мелких штоков гранитов и гранит-порфиров предположительно позднемелового возраста.

Анненский плутон изучали В. К. Путинцев, Н. М. Органова, Б. И. Васильев и др. Его среднепалеозойский возраст устанавливается на основании того, что на п-ове Дунай аналогичные породы прорывают путятинскую свиту предположительно силур-девонского возраста, а в районе с. Зембрены на размытой поверхности Анненского плутона залегают флористически охарактеризованные нижнепермские отложения (поспеловская свита). Абсолютный возраст габбро-диорита из Анненского плутона 315 млн. лет (определение Н. И. Полевой).

Западнее бухты Анна, по данным Б. И. Васильева, массив прорван гранитами, абсолютный возраст которых, по определению Н. И. Полевой, 200—225 млн. лет.

В сложении Анненского плутона принимают участие роговообманковые и пироксен-роговообманковые диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро. Реже наблюдались оливиновые габбро и гипербазиты. Все указанные породы связаны между собой постепенными переходами. При этом гипербазиты приурочены к центральной части массива, в то время как краевые части его сложены габбро-диоритами и диоритами. В западной части массива вдоль контакта с гранитами распространены кварцевые диориты, местами переходящие в диорит-монцониты и кварцевые монцониты.

Наибольшее распространение в массиве имеют роговообманковые и пироксен-роговообманковые диориты, составляющие 70—80%. Это средне-, реже мелко- и крупнокристаллические массивные или полосчатые породы, состоящие из сильно соссюритизированного андезина (от 30 до 60%) и хлоритизированной зеленой роговой обманки (25—50%). Моноклинный пироксен образует отдельные идиоморфные зерна. Изредка встречается хлоритизированный биотит.

Пироксен-роговообманковые габбро менее распространены. Они характеризуются большим количеством цветных (до 80%) и более основным составом плагиоклаза (до битовнита, № 72). И. Н. Лобачевым в районе бухты Анна и на п-ове Дунай встречено оливиновое габбро, состоящие из моноклинного пироксена, сильно измененного плагиоклаза, оливина и рудного минерала. Им же в районе с. Зембрены описан пироксенит, почти полностью состоящий из диаллага, частично замещенного зеленой роговой обманкой.

Кварцевые диориты и монцониты состоят из плагиоклаза, биотита и иногда микроклина. Вторичные минералы: серицит, хлорит, серпентин, тальк, уралит, эпидот, скаполит. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, менее типична призматическизернистая и панидиоморфнозернистая структуры. Текстура пород массивная, частично такситовая. Последняя обусловлена неравномерным распределением фемических и салических минералов. Довольно часто в породах массива наблюдаются шлиры микрогаббро, сложенного пироксеном, роговой обманкой и биотитом.

Породы Анненского плутона, как и все породы среднепалеозойского интрузивного комплекса, часто катаклазированы. Минералы в породах раздроблены и деформированы. В интрузии отмечены зоны милонитизации, сопровождающиеся появлением местами окварцованных и серицитизированных пород. Породы среднего и основного состава, аналогичные породам Анненского плутона, известны на п-ове Дунай, о. Путятин, п-ове Трудном и северо-восточнее его.

https://jurassic.ru/

На п-ове Дунай (19), в центральной его части, они слагают вытянутый в меридиональном направлении массив площадью около 10 *км*². В восточной части массив по разлому граничит с эффузивами дунайской свиты, в западной и северной части — с путятинской свитой.

На п-ове Трудном (21) и севернее его основные и средние породы прорваны многочисленными дайками и мелкими штоками верхнепалеозойских гранитов, вызвавших широкое развитие вторичного кварца, микроклина, биотита и серицита и хлоритизацию цветных минералов, а также деанортитизацию и соссюритизацию плагиоклазов.

Массив пород среднего и основного состава известен в междуречье Сучан — Судзухе, где он занимает площадь около 1100 *км*². В. Н. Верещагин считал эти породы раннемеловыми (барремскими), И. И. Берсенев (1949 г.) относил их к докембрию, Ф. А. Пискунов, В. М. Велитченко и др. — к мезозою.

Однако, как показали работы И. З. Бурьяновой, Ф. А. Пискунова и др., габброиды Сучано-Судзухинского массива (22) прорывают вангоускую серию (предположительно силур — девон), а в районе горы Орел и в ряде других мест установлено трансгрессивное налегание на них чандалазской свиты (низы верхней перми). В бассейне р. Малаза, по данным В. С. Шкодзинского, на габброидах залегают песчаники и алевролиты каменноугольного — нижнепермского возраста (аналоги улахинской свиты).

В составе Сучан-Судзухинского массива (22), по данным З. Е. Надежкиной и др., наибольшее распространение имеют роговообманковые диориты и габбро-диориты, в меньшей мере развиты пироксен-роговообманковые габбро, пироксениты, габбро-диориты, кварцевые диориты, связанные между собой постепенными переходами и размещенные в массиве без видимых закономерностей. В зоне контактов с более молодыми гранитами габброиды метаморфизованы. Широко проявились альбитизация и микроклинизация плагиоклазов, биотитизация и хлоритизация цветных минералов. Кроме того, в породах развиваются вторичный кварц и эпидот.

Результаты химического анализа диоритов с п-ова Трудного приведены в табл. 21.

Интрузивные породы второй фазы

Среднепалеозойские гранитоиды слагают Тафуинский (23) и Таудеминский (24) массивы, а также ряд более мелких тел в бассейне р. Сучан. Контакты их с более древними породами почти нигде не наблюдались. С более молодыми отложениями (начиная с нижней перми) контакты тектонические, реже седиментационные (аркозовые).

Характерной чертой описываемых гранитоидов является широкое развитие в них постмагматических процессов. Первичные минералы частично или почти полностью замещаются микроклином и мусковитом, в меньшей степени — альбитом и кварцем.

Наиболее типичный массив среднепалеозойских гранитов расположен на северо-западном побережье залива Восток, в районе бухты Тафуин, откуда он получил свое название. Сведения о строении Тафуинского массива, его петрографии и металлоносности содержатся в работах В. К. Путинцева, Б. И. Васильева, В. С. Коренбаума и др.

Среднепалеозойский возраст Тафуинского массива устанавливается на следующих основаниях. Дайки тафуинских гранитов прорывают породы Анненского плутона. В районе с. Душкино и в других местах они содержат ксенолиты анненских габброидов и метаморфизованных пород, принадлежащих, по-видимому, путятинской свите. В верховьях рек Сяудеми и Сибичуан, а также восточнее с. Зембрены граниты Тафуинского массива перекрываются палеонтологически охарактеризованными нижне- и верхнепермскими отложениями. Абсолютный возраст тафуинских гранитов колеблется в пределах 300—400 млн. лет (определения проводились по калиевым полевым шпатам и слюдам). Различия в определении абсолютного возраста тафуинских гранитов, вероятно, связаны с проявлением калиевого метасоматоза и

http://jurassic.ru/

Таблица 21

Химический состав среднепалеозойских интрузивных пород (в %)

Компоненты	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO_2	49,5	49,44	43,0	44,36	54,1	49,2	74,26	74,08	73,29	69,7	67,68	71,30	74,55
TiO_2	1,64	—	0,21	0,29	1,09	1,66	0,07	—	—	—	0,47	0,15	0,15
Al_2O_3	18,41	18,05	21,09	27,36	21,74	21,64	14,16	15,38	15,3	15,7	17,37	14,57	13,12
Fe_2O_3	3,7	4,53	1,64	0,17	1,71	—	0,1	1,46	1,03	0,85	2,08	1,18	1,56
FeO	6,34	7,04	5,33	2,98	6,13	4,29	0,36	0,44	0,52	1,15	0,44	1,07	0,78
MnO	—	0,18	—	—	0,1	—	0,01	—	—	0,03	0,02	—	—
MgO	5,1	6,03	11,85	4,27	1,82	2,0	0,3	0,71	0,72	—	0,67	0,45	0,70
CaO	8,27	8,0	15,20	16,03	5,12	11,61	0,51	1,22	1,33	0,75	2,41	1,72	1,14
Na_2O	3,17	2,9	0,14	0,88	4,00	3,88	2,22	3,84	4,34	4,36	3,86	4,02	2,75
K_2O	1,25	1,1	0,59	0,66	3,17	0,77	8,23	2,21	2,56	7,88	3,25	4,15	4,06
P_2O_5	0,3	—	—	0,11	—	0,63	—	—	—	—	—	0,23	0,22
H_2O	2,01	0,32	1,08	—	0,68	—	0,16	—	—	0,12	2,03	0,64	0,64
Li_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	Следы	Следы
П. п. п	1,9	2,44	—	3,13	—	3,68	0,31	0,48	0,87	0,8	—	0,35	0,29
Сумма	101,59	100,03	100,13	100,24	99,66	99,43	100,69	99,82	99,96	101,34	100,36	99,87	99,96

40, 41 — диориты, массив Находкинский; 42, 43 — габбро, массив Вознесенский; 44, 45 — диорит-монцониты, массив Западно-Вознесенский; 46—48 — граниты, массив Тафуинский; 49 — гранит, массив Юзагольский; 50, 51 — биотитовые граниты, массив Гродековский; 52 — биотитовый гранит, массив Вознесенский. Анализы приведены по данным Н. М. Органовой (40, 41, 49), М. Г. Руб (42—45; 50—52), Ф. К. Шипулина (46), В. К. Путинцева (47, 48).

https://jurassic.ru/

контаминацией среднепалеозойских кристаллических сланцев, многочисленные ксенолиты которых отмечены в восточной части массива.

В плане массив имеет изометричные очертания; площадь его 160 $км^2$. Границы массива в большинстве случаев осложнены крутопадающими (70—90°) разрывными нарушениями. Перекрывающие пермские и триасовые отложения залегают на гранитах полого (10—30°).

Тафуинский массив сложен белыми и светло-серыми средне- и крупнокристаллическими, иногда порфировидными гранитами и плагиогранитами. На отдельных участках эти породы гигантокристаллические. В составе их преобладают олигоклаз (30—60%), калиевый полевой шпат (15—40%) и кварц (25—40%). Отмечаются также мусковит, редкие листочки биотита, иногда акцессорные минералы (апатит и циркон). Калиевый полевой шпат представлен двумя генерациями — пелитизированным ортоклазом, имеющим магматическое происхождение, и метасоматическим микроклином, замещающим плагиоклаз и ортоклаз. Кварц также наблюдается в двух разновидностях. Кроме первичных зерен, почти в любом шлифе встречается мелкозернистый метасоматический кварц, замещающий плагиоклаз и ортоклаз. Биотит почти полностью замещен мусковитом и наблюдается в последнем только в виде реликтов. Кроме того, в породах присутствуют хлорит (по биотиту) и альбит (по олигоклазу и калиевому полевому шпату).

В районе бухты Средней среди тафуинских гранитов широко развиты пегматоидные разности, связанные со средне- и крупнозернистыми гранитами постепенными переходами. По составу они близки к вышеописанным гранитам и отличаются большим количеством метасоматических минералов.

Описываемые граниты повсеместно катаклазированы. Внутри интрузии широко развиты зоны милонитизации. Минералы, слагающие породы, деформированы и раздроблены. При этом метасоматические микроклин и кварц почти не затронуты катаклазом, что наряду с очень свежим обликом микроклина указывает на относительно молодой возраст процессов метасоматоза. По химическому составу (см. табл. 21) тафуинские граниты принадлежат к ряду пересыщенных глиноземом, кремнекислотой и богатых щелочами. Спектральными анализами в тафуинских гранитах обнаружены элементы-примеси: Ga, V, Be, Sn, Bi, Co, Ni.

Таудеминский гранитный массив (24) расположен в среднем и верхнем течении р. Таудеми (А. Р. Спицын, Б. И. Васильев). Он слегка вытянут в северо-восточном направлении согласно с простиранием складчатых структур.

На побережье р. Таудеми на гранитах залегают верхнепермские отложения, а на левобережье р. Синькахе — нижнепермские. Среднепалеозойский возраст таудеминских гранитов подтверждается также их сходством с тафуинскими гранитами. В западной части они перекрываются мезозойскими отложениями, контакты здесь часто осложнены разрывными нарушениями. В восточной части массива, скрытой под отложениями нижней и верхней перми, образующими крупную синклинальную складку (Находкинско-Чандалазский синклинорий), также отмечаются многочисленные разрывные нарушения. В северной и частично западной частях описываемого массива среднепалеозойские граниты метаморфизованы позднемеловыми гранитоидами Пиданского массива. Гранитоиды Таудеминского массива интенсивно раздроблены и милонитизированы.

В составе массива преобладают биотитовые граниты и плагиограниты, образующие его центральную часть. Краевые части массива сложены гранитоидами, реже диоритами. От гранодиоритов к гранитам наблюдается постепенный переход. Плагиограниты серые и розовато-серые, средне- и мелкокристаллические, массивные, иногда порфировидные. В их составе отмечены олигоклаз (до 50%), пелитизированный микроклин (5—10%), сильно деформированный кварц (30—40%), хлоритизированный биотит (от 3 до 10%). Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, ортит, рудный минерал. Граниты образуют небольшие участки в центральной части массива. Не-

http://jurassic.ru/

сколько чаще они встречаются в мелких массивах на северных склонах Пиданского хребта. От вышеописанных плагиогранитов они отличаются только количественным соотношением минералов. Калиевого полевого шпата в них 30—50%, олигоклаза 20—30%, кварца до 35%, биотита 3—5%. Для гранитов и плагиогранитов характерно значительное количество акцессорного сфена (иногда до 5%).

Гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, слагающие периферические части Таудеминского массива, характеризуются небольшим количеством кварца и калиевого полевого шпата, более основным составом плагиоклаза (андезин), появлением зеленой роговой обманки, в центральных частях зерен которой нередки реликты бурого амфибола.

На отдельных участках (левобережье р. Синькахе, ее нижнее течение) гранитоиды Таудеминского массива подверглись калиевому метасоматозу, выразившемуся в новообразовании микроклина. Такие породы совершенно не отличимы от гранитов Тафуинского массива. Характерна главным образом гипидиоморфнозернистая структура пород. Обычны катакластические структуры. В краевых частях массива А. Р. Спицыным отмечаются бластопорфировые, лепидобластовые и очковые структуры.

К среднепалеозойскому интрузивному комплексу относятся также мусковитовые и двуслюдяные граниты, образующие ряд мелких массивов в бассейне р. Сучан (25). Последние в районе горы Орел (Иванов и Надежкина, 1962) прорывают диориты и габбро-диориты, сходные с такими же породами Анненского плутона, и перекрываются верхнепермскими (чандалазскими) отложениями. Кроме того, местами граниты прорваны биотитовыми гранитами, абсолютный возраст которых 190 млн. лет. Наконец, граниты этих массивов имеют некоторые черты сходства с тафуинскими гранитоидами. Рассматриваемые массивы сложены гранитами и плагиогранитами, связанными между собой постепенными переходами.

Наибольшее распространение имеют плагиограниты. Это желтовато-серые средне- и мелкокристаллические породы, иногда порфировидные, состоящие из олигоклаза № 17—25 (до 60%), деформированного кварца (25—30%), пелитизированного нерешетчатого калиевого полевого шпата (15—20%), биотита и мусковита (до 10%). Плагиоклаз в большинстве случаев замещен водяно-прозрачным микроклином с образованием пертитов замещения, изредка — шахматным альбитом. В породе, кроме того, отмечены вторичные хлорит (по биотиту), гидроокислы железа, эпидот, цоизит и кальцит (выполняют многочисленные мелкие трещинки в породе). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, монацитом, рудными. Структура пород гипидиоморфнозернистая, катакластическая.

Граниты встречаются реже. От плагиогранитов они отличаются более высоким содержанием калиевого полевого шпата (до 50%) и меньшим количеством плагиоклаза.

Тинканский массив (26) расположен на северо-восточном побережье пролива Стрелок и в восточной части о. Путятин. Небольшие по площади выходы аналогичных гранитов известны на о. Аскольд. Большая часть массива, расположенная на суше, имеет в плане изометричные очертания, отграничиваясь разрывными нарушениями от нижнепермских отложений на западе, от юрских на севере и Анненских габброидов на востоке. С юга эта часть массива омывается морем, а на юго-востоке перекрыта суйфунской свитой.

На о. Путятин гранитоиды прорывают и метаморфизуют путятинскую свиту предположительно силур-девонского возраста и габброиды, относящиеся к первой фазе. Б. И. Васильев предположительно относит этот массив к среднему палеозою. Основанием для этого послужило, во-первых, сходство пород массива с гранитами, среднепалеозойский возраст которых установлен более достоверно, и, во-вторых, присутствие галек, сходных с тинканскими гранитами в нижнепермских отложениях дунайской свиты. Тинканские гранитоиды прорывают среднепалеозойские габброиды Анненского плутона, что наблюдалось Б. И. Васильевым в районе пос. Павловского и на о. Путятин. Здесь в приконтактовой зоне граниты переходят в порфировидные разности, обогащенные биотитом. Иногда на самом контакте появляется аплитовая оторочка мощностью 5—10 *см*. Переход от аплитов к порфировидным гранитам и далее к равномернозернистым гранитам постепенный. Ширина эндоконтактовой зоны на о. Путятин 150—200 *м*, контакты с габброидами резкие, прямолинейные крутопадающие (65—90°).

https://jurassic.ru/

И. К. Пущин считает тинканские граниты позднепалеозойскими, имея в виду данные абсолютного возраста (200—225 млн. лет) и некоторые петрохимические различия между тинканскими и другими среднепалеозойскими гранитами. Так, например, тинканские граниты, расположенные вблизи Тафуинского массива, почти не подверглись калиевому метасоматозу, для них характерен натриевый метасоматоз.

Тинканский массив в основном сложен гранитами, в меньшей мере плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и гранофирами, отмеченными в апикальных частях интрузии.

Граниты розовато-серые и розовые средне- и крупнокристаллические массивные, иногда порфировидные. В составе их преобладает пелитизированный калиевый полевой шпат и сильно измененный плагиоклаз (олигоклаз и альбит-олигоклаз). Промежутки между зернами полевых шпатов выполнены деформированными зернами кварца. Биотит в значительной степени замещен хлоритом с выделением пылеватых агрегатов рудного минерала и рутила. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, магнетит и редко гранат. Для тинканских гранитов характерна интенсивная альбитизация калиевого полевого шпата. Структура пород гранитовая, часто катакластическая.

Плагиограниты, связанные с гранитами постепенными переходами, отличаются от последних только преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом.

Гранодиориты и кварцевые диориты известны в северо-восточной части Тинканского массива (низовье р. Тинкан и бассейне ключа Кирпичного). Соотношения их с гранитами не вполне ясны. Учитывая общность минерального состава и структур, можно предполагать, что они являются фациальными разновидностями гранитов. В составе гранодиоритов и кварцевых диоритов существенную роль играет зеленая роговая обманка, в значительной степени хлоритизированная. Основной объем пород занимает андезин; калиевой полевой шпат и кварц имеют подчиненное значение.

Гранофиры — розовато-серые породы с порфировой структурой. Вкрапленники сложены кварцем, кислым плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом и биотитом. Эти же минералы образуют мелкокристаллическую основную массу породы, структура которой микрографическая, местами аплитовая или микрогранитовая.

Граниты относятся к классу пересыщенных кремнеземом богатых щелочами (см. табл. 21). Спектральными анализами в гранитах установлено присутствие элементов-примесей Sr, Be, Ba, Zr, Ga, Pb, Cu, Ti, Ni, Y, Cr.

При сравнении вышеописанных гранитоидов различных массивов Южно-Приморской зоны видно, что для большинства из них характерны лейкократовый состав и широкое развитие постмагматических изменений. При этом в гранитах Тафуинского массива привнос калия и кремния интенсивнее, чем в породах остальных массивов, для которых более характерен натрово-кремниевый метасоматоз. Состав описанных интрузий довольно однообразный — преобладают плагиограниты и граниты, только в Таудеминском массиве отмечены гранодиориты. Среднепалеозойским гранитоидам Южно-Приморской зоны свойственно широкое развитие процессов дробления пород, образовавших катакластические, иногда бетонные структуры.

Жильные породы

Среднепалеозойские жильные породы в пределах Южно-Приморской зоны представлены дайками спессартитов, диабазовых порфиритов, аплитов, пегматитов и гранит-порфиров (гранофиров). Причем спес-

http://jurassica.ru/

сартиты и диабазовые порфириты пространственно тяготеют к массивам пород первой фазы и, вероятно, одновозрастны с ними. Аплиты и гранит-порфиры отмечаются обычно в пределах массивов пород второй фазы или в зонах их экзоконтактов и, вероятно, являются наиболее молодыми из жильных пород. Дайки перечисленных пород имеют мощность от нескольких сантиметров до первых десятков метров и самые различные простирания и падения. Большинство из них приурочены к разрывным нарушениям и сопровождающим их трещинам.

Спессартиты — темно-серые и зеленовато-серые мелкокристаллические породы, состоящие из хлоритизированной роговой обманки и соссюритизированного плагиоклаза, иногда в небольших количествах присутствует биотит. Роговая обманка часто образует порфировые выделения.

Диабазовые порфириты — темно- и грязно-зеленые, с порфировой структурой, реже афировые. Вкрапленники образованы лабрадором, моноклинным пироксеном или бурой роговой обманкой. В основной массе, имеющей афировую структуру, преобладает лабрадор (40—60%) и бурая роговая обманка, в меньших количествах присутствуют авгит и биотит. Вторичные минералы: хлорит, актинолит, эпидот, цоизит; акцессорные — сфен, ильменит, пирит, апатит.

Аплиты представляют собой светло-серые и розовато-серые мелкокристаллические породы, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата и олигоклаза. Структура аплитовая, местами гранулитовая.

Гранит-порфиры и гранофиры отмечаются только в пределах Тинканского массива. И. К. Пущин считает эти дайки верхнепалеозойскими, так как во всех структурно-фациальных зонах они входят в группу верхнепалеозойских жильных пород. В составе их преобладает кварц и калиевый полевой шпат, часто образующие порфировидные выделения. В небольших количествах (до 5%) присутствует биотит. Структура основной массы аплитовая, местами гранофировая и псевдосферолитовая.

Дайки пегматитов отмечаются преимущественно в пределах Тафуинского массива и, реже, Таудеминского. Это светло-серые и розовато-серые гигантокристаллические породы, состоящие преимущественно из кварца и калиевого полевого шпата, образующих пегматитовые сростки. Обычен также мусковит, редко отмечается биотит.

Зона Ханкайского массива

Среднепалеозойские интрузии на Ханкайском массиве широко распространены. Наиболее детально они изучены М. Г. Руб (1960а), которая описала интрузии этой зоны под названием гродековского интрузивного комплекса. Возраст комплекса она считала позднепалеозойским на том основании, что гродековские гранитоиды в верхнем течении р. Синтуха прорывают верхнепалеозойские отложения, а на юге Приморья гранитоиды, сходные с отмеченными, перекрываются нижним триасом. Более поздними работами Б. И. Васильева, Ю. Б. Евланова и др. в Гродековской подзоне были выделены два интрузивных комплекса — среднепалеозойский и позднепалеозойский. Интрузии среднепалеозойского комплекса прорывают силур и перекрываются барабашской свитой верхней перми.

Описание среднепалеозойских интрузивных пород Ханкайского массива приводится в основном по материалам М. Г. Руб (1960а), М. А. Фаворской и др., (1961), П. В. Маркевича (1964 г.), Ю. Б. Евланова (1964 г.), Ю. С. Липкина (1966 г.) и др.

http://jurassica.ru/

Формирование среднепалеозойских интрузий в Гродековской подзоне произошло в три фазы. К первой фазе относятся мелкие массивы средних и основных гибридных пород — габбро-диоритов, диоритов, диорит-монцонитов, монцонитов, сиенитов и др. Вторая фаза представлена крупнозернистыми биотитовыми гранитами, порфировидными гранитами, аляскитовыми гранитами, названными гродековскими. К третьей фазе относятся порфировидные биотитовые граниты, аляскитовые и турмалинсодержащие граниты, получившие название вознесенских.

Породы первой фазы прорваны биотитовыми гранитами второй фазы. М. Г. Руб наблюдала пересечение диоритов и габбро-диоритов гродековскими гранитами в среднем течении р. Синтуха. На контакте с гранитами в габбро-диоритах отмечается образование кварца, замещающего плагиоклазы и цветные минералы, основной плагиоклаз замещен олигоклазом, наблюдается образование небольшого количества калиевого полевого шпата, замещающего плагиоклазы, а также хлоритизация роговых обманок и замещение их биотитом. Мощность измененных пород колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 *м*, причем количество вновь образованных минералов и степень изменения реликтовых минералов постепенно уменьшаются по мере удаления от гранитов. Несколько изменены на контакте и сами граниты. В них наблюдается образование кварца и микроклина. Кроме того, происходят альбитизация андезина и образование свежего биотита, развивающегося как по роговой обманке, так и по раннему хлоритизированному биотиту.

В Вознесенской подзоне Ю. С. Липкин и М. И. Липкина (1966 г.) отмечают наличие в гранитах второй фазы крупных (до десятков метров в поперечнике) ксенолитов гибридных пород первой фазы (карьер по дороге на с. Жариково в 5 *км* от с. Благодатного). Породы первой и второй фаз рвутся гранитоидами третьей фазы.

В районе с. Вознесенка (М. Г. Руб (1960а), М. А. Фаворская и др. (1961) наблюдали контакт основных и средних пород с рвущими их гранитами. Габбро-диориты на контакте изменены, что выражается в образовании кварца и микроклина, замещающих плагиоклазы, в альбитизации основного плагиоклаза, в замещении пироксенов и роговых обманок свежим биотитом, а также хлоритом. Степень изменения габбро-диоритов постепенно уменьшается по мере удаления от контакта с вознесенскими гранитами. В этом же районе на горе Идол Ю. С. Липкин и М. И. Липкина (1966 г.) отметили прорывание вознесенскими гранитами гибридных пород первой фазы и наличие ксенолитов гибридных пород в гранитах.

Прорывание гранитов второй фазы вознесенскими гранитами М. Г. Руб наблюдала в бассейне р. Синтуха (ключ Агрессивный). Граница между разновозрастными гранитами резкая, причем в вознесенских гранитах наблюдается мелкозернистая зона закалки. В гродековских гранитах на контакте с вознесенскими отмечается грейзенизация, выраженная в замещении полевых шпатов мусковитом и кварцем, в мусковитизации биотита и образовании незначительного количества топаза, развивающегося по полевым шпатам.

Интрузивные породы первой фазы

Интрузивные породы первой фазы сложены диоритами и габбро. Реже встречаются сиениты, диорит-монцониты и монцониты, установленные в бассейнах рек Тахеяж, Синтуха и в окрестностях с. Вознесенка.

Небольшие массивы описываемых пород площадью до 8 *км*^{2} прорывают нижнепалеозойские отложения. Мощность контактовых орео-

http://jurassica.ru/

лов во вмещающих породах невелика и колеблется от нескольких сантиметров до 2 *м*. Как указано выше, интрузии габбро-диоритов прорваны гранитами второй фазы.

Диориты распространены наиболее широко. Они темно-серые, серые и зеленовато-серые средне- и крупнокристаллические, обычно с гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят из андезина № 38—42 (от 65 до 80%), буровато-зеленой роговой обманки (20—30%) и единичных листочков биотита (до 3%). Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, гроссуляр, магнетит, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин. Элементы-примеси: Ba, Sr, Be, Zr, Cu, Pb, Ti, V, Cr, Ni, Co, иногда Sn, F.

Кварцевые диориты слагают небольшие участки среди диоритов и отличаются от диоритов наличием кварца (от 1 до 8%) калиевого полевого шпата (1—5%) и более кислого плагиоклаза.

Габбро- и габбро-диориты довольно часты. Внешне они сходны с диоритами и отличаются большей основностью плагиоклаза (до битовнита, № 84) и наличием пироксена (10—30%). В группе габбро выделяются пироксеновые и роговообманковые разновидности. В пироксеновых габбро количество пироксена достигает 80%. В роговообманковых габбро, кроме роговой обманки и плагиоклаза, иногда в небольшом количестве присутствуют пироксен, биотит, калиевый полевой шпат и кварц. Акцессорные минералы и элементы-примеси те же, что и в диоритах; отсутствуют Be и Zr.

Диорит-монцониты, сиениты и монцониты встречаются реже. Это розовато-серые среднекристаллические породы, состоящие из микроклина (35—65%), плагиоклаза (15—60%), пироксена (5—25%) и роговой обманки. В небольшом количестве присутствует биотит (1—3%). Вторичные минералы: альбит, серицит, хлорит, эпидот, цоизит. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, андрадит, ильменит, магнетит, пирит, халькопирит. Элементы-примеси те же, что и в диоритах.

Близ с. Вознесенка массивы сложены кварцевыми диоритами, диоритами, диорит-монцонитами, монцонитами, сиенитами, габбро-диоритами и габбро. Несколько наиболее крупных массивов, сложенных интрузивными породами первой фазы, находятся к югу от с. Вознесенка (28). Они приурочены к зоне крупного разрывного нарушения и вытянуты с юго-востока на северо-запад. Общая протяженность цепочки массивов 10 *км* при ширине 1—3 *км*. Форма массивов удлиненная, от них обычно ответвляются многочисленные апофизы.

Описываемые интрузии прорывают верхнепротерозойские отложения, среди которых широко распространены известняки и доломиты, превращенные на контакте либо в скарны (пироксен-гранатовые или гранатовые), либо в мраморы, причем степень скарнирования или мраморизации убывает по мере удаления от массивов. Общая мощность зоны экзоконтакта достигает 170 *м*, хотя на отдельных участках не превышает первых метров. Эндоконтактовые изменения сводятся к новообразованиям граната.

В массивах отмечаются маломощные дайки аляскитовых гранитов третьей фазы среднепалеозойского и второй фазы позднепалеозойского комплексов. Непосредственный контакт описываемых пород с гранитами третьей фазы был вскрыт в 4—5 *км* юго-восточнее с. Вознесенка. В зоне контакта габбро-диориты под влиянием гранитов изменены. Плагиоклазы замещены кварцем и микроклином, проявилась альбитизация основных плагиоклазов, хлоритизация и биотитизация пироксена и роговой обманки. Граниты в приконтактовой части обладают порфировидной структурой с мелкозернистой структурой основ-

http://jurassic.ru/

ной массы и состоят из микроклина, кварца, олигоклаза и хлоритизированного биотита.

В строении описываемых массивов принимают участие габбро, кварцевые габбро, габбро-диориты, диориты, диорит-монцониты, сиениты и сиенит-монцониты, связанные между собой постепенными переходами. Постоянно наблюдается изменение состава и структуры пород внутри массивов. В то же время северо-западные массивы сложены щелочными разностями, а юго-восточные — габбро.

Наиболее широко распространены здесь диориты и габбро-диориты. Диориты состоят из андезина № 38—42 (65—80%) и роговой обманки. В небольшом количестве присутствует биотит (до 3%). Акцессорные минералы: сфен, циркон, гранат, магнетит, пирит, халькопирит, арсенопирит и пирротин. Структура гипидиоморфнозернистая. Иногда отмечаются кварцевые диориты, в которых присутствуют кварц (3—8%) и калиевый полевой шпат (2—10%). Габбро-диориты отличаются от диоритов присутствием более основного плагиоклаза (№ 48—52) и пироксена (представленного диопсидом и авгитом), а также большим количеством роговой обманки.

Диорит-монцониты состоят из андезина № 44—46 (38—60%), иногда плагиоклаза, зонального (ядро кристалла сложено лабрадором, а краевые части андезином или олигоклазом). Кроме того, присутствуют нерешетчатый микроклин (18—25%), пироксен, представленный диопсидом (1—10%), роговая обманка (8—35%) зеленая или буровато-зеленая, иногда замещенная глаукофаном, а также биотит (до 6%). Вторичные минералы: глаукофан, серицит, хлорит, эпидот, цоизит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, ильменит, магнетит, пирит, пирротин. Структура монцонитовая.

Сиениты сложены калиевым полевым шпатом (до 70%), плагиоклазом № 24—26 (15—30%), пироксенами (диопсидом и геденбергитом) 5—25%, роговой обманкой обыкновенной и глаукофаном, в небольших количествах присутствуют биотит и кварц.

Габбро распространены меньше. Наблюдаются следующие разновидности: роговообманковое, пироксеновое и кварцевое габбро.

В роговообманковом габбро отмечены плагиоклазы от лабрадора № 52—54 до битовнита № 84 (40—80%), пироксены (10—30%), представленные диопсидом, иногда бесцветным авгитом, роговая обманка зеленая или буровато-зеленая, в небольших количествах глаукофан. Вторичные минералы: хлорит, актинолит, эпидот, цоизит, пренит, карбонат, цеолиты. Акцессорные минералы: апатит, сфен, гранат, магнетит, пирит, халькопирит, арсенопирит и пирротин, редко ортит. Структура пород неоднородная, иногда в одном образце наблюдаются переходы от пегматоидных или крупнозернистых габбро к мелкозернистым.

Пироксеновые габбро отличаются более высоким содержанием пироксенов (до 80%). В кварцевых габбро присутствуют кварц (до 10%), калиевый полевой шпат и биотит.

Химический состав пород непостоянен, отмечаются значительные отклонения от средних типов пород (см. табл. 21). Спектральными анализами во всех разностях устанавливаются Ba, Sr, Be, Zr, Cu, Ga, Pb, V, Cr, Ni, Co. В отдельных образцах в незначительных количествах встречены V, Se, Sn, Zn и F.

На генезис описанных пород существуют две точки зрения, изложенные выше при описании интрузивных пород первой фазы гродековской подзоны.

Интрузивные породы первой фазы отмечаются и в других районах Ханкайского массива. Б. И. Васильев и И. К. Пущин относят к первой фазе среднепалеозойского интрузивного комплекса мелкие (1—

http://jurassica.ru/

7 $км^2$) тела серпентинитов и габбро, развитых в районе г. Спасска-Дальнего и с. Дмитриевка. М. Г. Руб допускает, что эти интрузии составляют самостоятельный интрузивный комплекс основных пород. А. М. Смирнов (1963 г.) считает, что эти трещинные интрузии ультрабазитов внедрялись в заключительную фазу байкальской складчатости.

На Дмитриевском тальк-магнезитовом месторождении С. А. Коренбаум описал трещинные интрузии габбро, перидотитов и сложнодифференцированные интрузии основного и ультраосновного состава, прорывающие дмитриевскую и меркушевскую свиты соответственно нижнекембрийского и среднекембрийского (?) возраста. Средне- и мелкокристаллические габбро состоят из реликтов альбитизированного олигоклаза № 30, лабрадора, диопсид-геденбергита, замещенного актинолитом. Редко встречаются ромбический пироксен и бурая роговая обманка. Вторичные минералы: эпидот-цоизит, актинолит и хлорит.

Перидотиты обычно полностью серпентинизированы, местами карбонатизированы. Среди них выделяются антигоритовые и хризотиловые разности, также встречаются биотит, развившийся по ромбическому пироксену, и первичные минералы — хромшпинель и магнетит. Сложнодифференцированные интрузии ультраосновного и основного состава сложены дунитами, пироксенитами, габброидами и лейкократовыми интрузивными породами типа анортозитов.

Изменения различных по составу вмещающих пород на контактах с габбро и перидотитами выражены по-разному. Известняки перекристаллизованы и скарнированы, иногда с образованием скаполит-альбитовых скарнов. В эффузивных породах появляются актинолит, эпидот, цоизит, альбит и лейкоксен.

Для всех пород первой фазы характерны быстрая смена одних разностей другими, резкое изменение структур, неравномерное распределение цветных, необычные минеральные ассоциации, например присутствие калиевого полевого шпата совместно с битовнитом или пироксеном. Химический состав описываемых пород характеризуется резкими колебаниями и значительными отклонениями от средних типов соответствующих пород по Дели. В породах отмечается высокое содержание кальция и иногда магния, резко превышающее содержание этих элементов в средних типах пород по Дели. Все это позволило М. Г. Руб (1960а) высказать мнение об образовании описанных пород в результате глубинной ассимиляции гранитной магмой карбонатных и других пород, богатых кальцием, магнием и железом.

Интрузивные породы второй фазы

Породы этой фазы, представленные главным образом биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, слагают крупный Гродековский батолит (29). В бассейне р. Кедровка описываемые граниты прорывают и метаморфизуют силурийские отложения. На контакте гранитов с осадочными породами наблюдается мощная (до 2,5 *км*) зона роговиков.

Рассматриваемые граниты перекрыты барабашской свитой (верхняя пермь). Ю. Б. Евланов (1965 г.) описал дайки кислых эффузивов с обломками гранитов в бассейне р. Намичевка, прорывающие граниты. Ю. Е. Литвинов наблюдал на левобережье р. Нанча (правый приток р. Синтуха), в 5 *км* выше ее устья, в туфолавах барабашской свиты обломки и глыбы порфировидных гранитов размером от нескольких сантиметров до 1,5 *м* в поперечнике. Подобные факты установлены также Ю. Б. Евлановым в левом борту долины р. Молоканка. Абсолютный возраст гранитов второй фазы, по данным Н. И. Полевой и

http://jurassica.ru/

Л. А. Шанина (по калиевым полевым шпатам и биотиту), 215—360 млн. лет. Абсолютный возраст гранитов района с. Хороль, полученный свинцовым методом по монациту в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, 270 млн. лет. Эти цифры определяют возраст от среднего девона до поздней перми. Такие различия в возрасте, по-видимому, связаны с метаморфизующим воздействием позднепалеозойских гранитоидов.

Среди гранитоидов второй фазы наиболее широко развиты крупнозернистые биотитовые граниты, меньше — аляскитовые и порфировидные граниты. На контактах гранитов с известняками отмечаются кварцевые диориты, диорит-монцониты, гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты.

Крупнозернистые биотитовые граниты розовые, буровато-розовые или бурые, обычно сильно выветрелые. В их составе присутствуют микроклин (35—45%) с большим количеством пертитовых вростков альбита, кварц (20—40%) двух генераций, плагиоклаз (16—32%, в среднем 25%) двух генераций. Плагиоклаз первой генерации — олигоклаз (№ 17—20, реже № 26—27), а второй генерации — альбит-олигоклаз (№ 10—12). Цветные: биотит (1—5%, в среднем 3,2%), иногда встречаются единичные кристаллы роговой обманки. Акцессорные минералы: циркон, сфен, апатит и рудный минерал, иногда гранат, флюорит, турмалин, анатаз, монацит, касситерит. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, ильменит. Вторичные минералы: серицит, хлорит, гидроокислы железа, эпидот, цоизит, клиноцоизит. Элементы-примеси Ba, Be, Rb, Zr, Y, F, Sn, Ga, Pb и др. Структура пород гипидиоморфнозернистая, местами микропегматитовая.

По химическому составу граниты приближаются к среднему типу гранитов по Дели, отличаясь от них меньшим количеством окисей кальция, магния и титана, а также резко пониженным содержанием закиси железа.

Аляскитовые граниты, связанные с биотитовыми гранитами постепенными переходами, встречены среди них на небольших участках. От биотитовых гранитов они отличаются отсутствием или незначительным количеством цветных минералов, большим содержанием кремнезема, меньшим количеством окисей кальция, магния и железа, а также бо́льшим количеством летучих.

Порфировидные граниты распространены в юго-восточной и северо-восточной частях батолита. Порфировидные выделения представлены микроклином и кварцем. Структура основной массы гранитовая. По химическому составу они близки к аляскитовым гранитам.

Кварцевые диориты, диорит-монцониты, гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты наблюдаются обычно на контактах гранитов второй фазы с известняками. Они описаны М. Г. Руб около сел Новоселище и Алексеевка, где в гранитах встречаются ксенолиты мраморизованных и скарнированных известняков и сланцев рифейского (?) возраста размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров в поперечнике. На контакте с известняками граниты переходят в диориты и диорит-монцониты. По мере удаления от контакта диорит-монцониты сменяются кварцевыми диоритами, затем гранодиоритами и биотит-роговообманковыми гранитами. Ширина эндоконтактовой зоны около 300 *м*. У с. Новоселище скарны и кварцевые диориты содержат вкрапленность молибденита. Ширина экзоконтакта здесь около 250 *м*. Песчаники и сланцы на контакте с гранитами филлитизированы, иногда грейзенизированы, местами превращены в роговики или кварц-слюдистые сланцы, содержащие турмалин, ставролит, андалузит и силлиманит. Иногда наблюдается гранитизация вмещающих пород,

http://jurassica.ru/

при которой гранитная масса, проникая по трещинам, параллельным слоистости, насыщает породу настолько, что она теряет свой первоначальный облик и превращается в разгнейсованный мелкозернистый гранит.

На западном берегу оз. Ханка, в районе сел Астраханка, Алексеевка, Ильинка и в других местах наблюдались грейзенизированные граниты. Полевые шпаты в них замещены кварцем и мелкочешуйчатой слюдой, биотит мусковитизирован, в небольшом количестве присутствуют турмалин, флюорит, топаз и касситерит.

На юге Ханкайского массива (30), вблизи г. Уссурийска, описаны среднепалеозойские гранитоиды, совершенно аналогичные по составу породам Гродековского батолита и, очевидно, образующие его краевую часть.

В восточной части Ханкайского массива ко второй фазе относятся также биотитовые и лейкократовые граниты Шмаковского батолита (31), протягивающегося в субмеридиональном направлении на 150 *км* от р. Телянза до р. Шмаковка.

Среднепалеозойский возраст биотитовых и лейкократовых гранитов устанавливается на следующих основаниях.

По данным Ю. Н. Олейника, в верховьях рек Тамга и Кабарга граниты прорывают тамгинскую серию кембрийско-силурийского возраста. На левобережье р. Даубихе (И. К. Пущин, 1961 г.) и в бассейнах рек Тамга и Кабарга (Б. С. Набродов, 1965г.) рассматриваемые граниты перекрываются дунайской свитой раннепермского возраста.

В гранитах Шмаковского батолита присутствуют многочисленные ксенолиты кристаллических сланцев протерозоя. Граниты, распространенные в восточной части Ханкайского массива, имеют много общего с гранитами Тафуинского массива и Гродековского батолита. Они состоят из микроклин-пертита (33—60%), плагиоклаза № 13—15 (15—25%), кварца (23—37%) и биотита (1—5%). Акцессорные минералы: циркон, ортит, монацит, гранат, ильменит, магнетит и др. Вторичные минералы: серицит, хлорит, пренит. Для этих гранитов, как и для гранитов Тафуинского массива, характерно широкое развитие калиевого метасоматоза, выразившееся в интенсивной микроклинизации плагиоклазов.

Граниты характеризуются пересыщенностью глиноземом и повышенным содержанием кремнезема и щелочей. Акцессорные элементы: Be, Zr, Y, F, Sn, Ga и др. Кроме того, установлены: Sr, Ba, Rt, Cu, Pb, W.

Крупные массивы среднепалеозойских гранитов также известны в верховьях р. Кабарга (32) и в бассейне р. Ваку (33). Площадь интрузий соответственно 150 и 500 *км*^{2}. Эти массивы сложены равномернозернистыми биотитовыми гранитами, весьма сходными с гранитами Шмаковского батолита, и порфировидными гранитами, являющимися фациальной разновидностью равномернозернистых гранитов.

В верховьях р. Хантихеза, левом притоке р. Ваку И. В. Мишкиной (1963 г.), Е. П. Леликовым (1965 г.), Б. С. Набродовым (1965 г.) установлен вытянутый в северо-восточном направлении согласно с простиранием вмещающих толщ массив гнейсо-гранитов площадью около 30 *км*^{2}. Массив прорывает тамгинскую серию (нижний палеозой) и тургеневскую свиту (средний протерозой). В пределах этого массива выделяются биотитовые и порфиробластические (очковые) гнейсо-граниты, между которыми установлены постепенные переходы.

Биотитовые гнейсо-граниты состоят из плагиоклаза (50—60%), кварца (20—25%), микроклина (15—20%) и биотита, иногда совместно с хлоритом (3—10%). Вторичные минералы: эпидот, серицит, хлорит, сагенит. Акцессорные минералы: турмалин, циркон, апатит, редко гранат. Структура гранитная или бластокатакластическая, текстура гнейсовая.

Порфиробластические (очковые) гнейсо-граниты отличаются от биотитовых наличием уплощенно-округлых или линзовидных порфиробласт микроклина (10—15%) размером 1—5 *см*. Основная масса породы сложена плагиоклазом (10—70%), кварцем

http://jurassica.ru/

(10—40%), биотитом (5—15%). Вторичные минералы: хлорит, серицит, апатит, эпидот, сагенит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен. Массив характеризуется зональным строением. В периферийных частях он сложен плагиогнейсами, в которых преобладает плагиоклаз (50—60%). К центру массива отмечается переход к нормальным гранитам, в которых плагиоклаза меньше (до 25%), появляется калиевый полевой шпат (до 50%). Кварца в породе до 20%, биотита до 5%. Структура пород бластокатакластическая, порфирокластическая с гранобластовой структурой основной массы.

Среднепалеозойский возраст гнейсо-гранитов определяется тем, что они прорывают и метаморфизуют отложения тамгинской серии.

Интрузивные породы третьей фазы

К третьей фазе относятся вознесенские граниты, образующие ряд мелких тел площадью от первых сотен квадратных метров до 10—15 *км*^{2}.

Наиболее полно граниты третьей фазы изучены в районе с. Вознесенка — Вознесенский массив (34), южнее с. Благодатное — Первомайский массив (35), на левобережье р. Чихеза, восточнее с. Вознесенка — Нижнечихезский массив (36) и в окрестностях с. Осиновка — Осиновский массив (37). Все эти массивы обладают небольшими размерами и приурочены к трещинам тектонических разрывов в верхнепротерозойских отложениях. В бассейне р. Синтуха и на других участках они слагают небольшие (до 4 *км*^{2}) массивы.

Граниты третьей фазы прорывают и метаморфизуют верхнепротерозойские и нижнепалеозойские известняки, песчаники и сланцы. На контакте с гранитами известняки мраморизованы или скарнированы, песчаники ороговикованы, а сланцы филлитизированы. Мощность измененных пород вокруг массивов, сложенных вознесенскими гранитами, колеблется от нескольких десятков метров до 500 *м* в зависимости от характера контакта.

В составе всех массивов преобладают среднезернистые биотитовые граниты. Эндоконтактовые зоны обычно сложены порфировидными разностями.

Биотитовые граниты состоят из микроклина (30—55%), кварца (25—40%), плагиоклаза (15—25%) и биотита (2—4%), изредка встречаются единичные кристаллы обыкновенной роговой обманки. Акцессорные минералы: циркон, апатит, рутил, сфен, ортит, магнетит и пирит. В искусственных шлихах, кроме отмеченных минералов, обнаружены гранат, флюорит, турмалин, касситерит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, часто порфировидная. Микроклин имеет ясно выраженную решетку, обычны пертитовые вростки альбита. Кварц представлен двумя генерациями. Кварц первой генерации отличается более крупными размерами зерен и волнистым угасанием, второй — отмечен в виде мелких зерен неправильной формы. Плагиоклаз также представлен двумя генерациями. Плагиоклаз первой генерации — олигоклаз № 17—20, реже № 11—13, второй генерации — альбит (№ 5—8). Плагиоклаз первой генерации корродируется микроклином, кварцем обеих генераций, биотитом и плагиоклазом второй генерации. Данные граниты отличаются от среднего типа гранитов повышенной щелочностью и небольшим количеством окисей кальция и магния (см. табл. 20). Характерными акцессорными элементами этих гранитов являются Ba, Be, Zr, V, Rb, F, Sn, Ga, Pb.

Аляскитовые граниты имеют ограниченное распространение. Они содержат незначительное количество биотита (до 0,5%), более кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз и альбит) и большое количество микроклина.

https://jurassica.ru/

Турмалинсодержащие граниты обнаружены в Первомайском и Вознесенском массивах, но особенно широко они развиты в районе с. Осиновка. Это серые или розовато-серые средне- и мелкозернистые породы с малым количеством биотита. В породах обычно присутствуют флюорит и касситерит.

На некоторых участках в эндоконтактовых зонах исследованных гранитных массивов на контакте с известняками отмечаются средне- и мелкозернистые породы — трондьемиты, состоящие в основном из олигоклаза № 18—25 (54—66%), кварца (14—30%) и микроклина (3—12%). Кроме того, в небольших количествах в них присутствуют мусковит (1—3%), флюорит (1—4%), топаз (до 3%). Акцессорные минералы представлены цирконом и магнетитом. В северо-западной части Чихезского массива на контакте со сланцами установлены кварцевые сиениты, состоящие из микроклина (40—65%), олигоклаза № 25—27 (30—35%) и кварца (5—10%).

Мощность зоны экзоконтактовых изменений вокруг описанных массивов непостоянна и колеблется в пределах от нескольких метров до 0,5 *км*. Известняки в зоне экзоконтакта мраморизованы, скарнированы, флюоритизированы. Небольшие по мощности тела скарнов образуются на контактах апофиз гранитных массивов по трещинам в известняках. Размеры и форма скарновых тел очень разнообразны. На контакте гранитов и пород среднего состава скарны залегают в виде неправильных прерывистых полос мощностью от первых десятков сантиметров до 10—15 *м*. Скарны в известняках на границе их со сланцами образуют мощные (до 100 *м*) пластовые залежи, выклинивающиеся по мере удаления от гранитных интрузий. По составу выделяются пироксеновые, гранатовые, скаполитовые, хондродитовые, пироксен-везувиановые и другие скарны. Песчаники и сланцы в зоне контакта ороговикованы.

С внедрением вознесенских гранитов связаны широко проявившиеся процессы грейзенизации как вмещающих пород, так и самих гранитов. М. Г. Руб (1957, 1960а) выделяет два этапа грейзенизации. В первый этап на большой площади происходили процессы мусковитизации биотита, замещения полевых шпатов кварцем и мелкочешуйчатой слюдой, образования небольшого количества турмалина, флюорита, топаза и касситерита. Грейзенизация второго этапа тесно связана с собственно рудными процессами, отличаясь значительно большей интенсивностью и локальностью проявления. Подавляющая масса грейзенов образовалась именно в это время. Иногда грейзены второго этапа настолько обогащены касситеритом, что могут представлять собой рудные тела. Кроме касситерита в грейзенах второго этапа присутствуют вольфрамит и другие минералы. М. Г. Руб выделяет следующие типы грейзенов: кварцевые, топазовые, турмалиновые, флюоритовые и переходные (кварцево-топазовые, кварцево-турмалиновые, флюорит-топазовые и др.).

На севере Ханкайского массива Е. П. Леликов (1964) описал Кабаргинскую, Краснинскую и ряд других небольших интрузий гранитов, сходных с вознесенскими по составу и вторичным изменениям.

Кабаргинский массив (38), расположенный в бассейне среднего течения р. Большая Кабарга, вытянут в меридиональном направлении. В плане он имеет форму, близкую к овалу. Площадь его около 30 *км*^{2}.

Этот массив сложен биотитовыми, частично грейзенизированными гранитами. Граниты обычно средне- или крупнокристаллические с гнейсовой или массивной текстурой, состоят из кварца (20—25%), олигоклаза № 26 (25—35%), микроклина (40%), биотита, реже ортоклаза, мусковита (до 5—10%) и хлорита. Граниты заметно изменены. Кварц обладает облачным и мозаичным угасанием. Олигоклаз нередко замещен микроклином с образованием антипертитов замещения, биотит, ортоклаз и плагиоклаз замещены мусковитом и хлоритом. Микроклин нередко образует крупные порфиробласты размером до 5 *мм*. Акцессорные минералы: апатит, циркон, турмалин, монацит, гранат. Акцессорные элементы: Be, Nb, Ta, Li, Rb, Zr, Sn, Ga, V.

https://jurassica.ru/

Структура гранитов гранитовая, иногда бластогранитовая и порфировидная. В зонах грейзенизации в гранитах образуются участки, сложенные изометричными зернами кварца (40—45%), мусковитом (до 20—30%). Структура породы неравномернозернистая, аллотриоморфнозернистая, местами гранобластовая.

Краснинский массив (39) находится в междуречье Ваку — Красная, в 6—8 *км* к юго-западу от с. Красное. Он вытянут в северо-северо-восточном направлении. С запада он контактируется с тургеневской свитой среднего протерозоя.

Массив сложен лейкократовыми среднезернистыми, разгнейсованными, иногда пегматоидными, обычно мусковитизированными гранитами, состоящими из альбит-олигоклаза (30—35%), ортоклаза, иногда микроклина (до 35%), кварца (25—30%), часто раздробленного, с волнистым или мозаичным угасанием. Мусковит (до 20—25%) развивается по плагиоклазу и биотиту в виде мелких чешуек или крупных изометричных пластинок размером до 5 *мм*. В мусковитизированных разностях наблюдается вторичный кварц в виде мелких зерен, заполняющих трещинки или образующих кайму нарастания вокруг зерен кварца первой генерации. Иногда встречается биотит в виде мелких параллельно ориентированных чешуек, подчеркивающих гнейсовидную текстуру породы. Акцессорные минералы и элементы-примеси гранитов аналогичны таковым кабаргинской интрузии. В гранитах встречаются реликты вмещающих пород, представляющие собой участки с повышенным содержанием биотита, ориентированные параллельно гнейсовидной полосчатости.

В окрестностях с. Орловка и восточнее с. Тургенево А. Ф. Крамчанин (1963 г.) описал несколько мелких интрузий изометричной формы, своеобразных по структуре и составу.

Орловский массив (40) представлен биотитовыми гранитами, прорывающими и метаморфизующими рудоносную свиту верхнего протерозоя. На контакте интрузии переход от вмещающих пород к гранитам нечеткий, почти незаметный. В гранитах наблюдаются слабогранитизированные ксенолиты вмещающих хлоритовых сланцев, что создает неоднородное пятнистое строение массива. Структура гранита бластогранитовая, текстура атакситовая, обусловленная беспорядочным распределением участков с мелко-, средне- и крупнозернистой структурами. По составу они аналогичны гранитам Кабаргинского массива, отличаются лишь количественным соотношением породообразующих минералов.

Интрузия, расположенная восточнее с. Тургенево (41), прорывает тургеневскую и митрофановскую свиты и представлена светлыми, почти белыми гранат-биотитовыми и гранатовыми гранитами. Гранат-биотитовые граниты отличаются присутствием мелких (0,5—1,5 *мм*) зерен розового граната. Гранатовые граниты содержат много граната, изометричные кристаллы которого заполняют промежутки между зернами и находятся внутри зерен других минералов.

Среднепалеозойский возраст интрузий третьей фазы, распространенных на севере Ханкайского массива, признается не всеми геологами. По мнению Ю. Г. Иванова, Е. П. Леликова, М. А. Мишкина, А. М. Смирнова, А. Ф. Крамчанина, внедрение этих гранитов произошло в заключительные фазы позднепротерозойского — кембрийского этапа складчатости. Для обоснования этой точки зрения приводятся следующие доказательства. Описываемые граниты встречены только на площадях распространения верхнепротерозойских и кембрийских (?) отложений, где они образуют тела, залегающие согласно со структурами вмещающих толщ. В гранитах имеются ксенолиты вмещающих пород, которые ориентированы согласно со складчатыми структурами района. От шмаковских гранитов описываемые породы отличаются химическим составом (пересыщены глиноземом, резко преобладает содержание калия над натрием), гнейсовой структурой, мусковитизацией, повышенным содержанием элементов-примесей Ta, Nb, Be, Rb, Li, Ga. Кроме того, с этими гранитами связывается образование пегматитов, имеющих абсолютный возраст от 450 до 759 млн. лет (по калий-аргоновому методу).

По мнению указанных исследователей, рассматриваемые граниты являются членами самостоятельного посторогенного комплекса, не связанного с развитием Сихотэ-Алинской геосинклинали. Собственно же среднепалеозойские и позднепалеозойские граниты, образующие крупные тела, являются производными средних стадий развития именно Сихотэ-Алинской геосинклинали, в связи с чем они и характеризуются многими типичными особенностями, свойственными интрузиям средних стадий развития геосинклиналей.

https://jurassica.ru/

Для гранитов северной части Ханкайского массива, сходных с вознесенскими, аналогичные представления развиваются Е. П. Леликовым, М. А. Мишкиным, А. Ф. Крамчаниным и др.

И. И. Берсенев, Ю. Н. Олейник и др. считают, что вышеприведенные доказательства не могут служить основанием для отнесения описанных гранитов к байкальскому комплексу. По химическому составу, структурным особенностям, положению в общей структуре района, пространственной близости к гранитоидам шмаковского типа, в поле распространения которых были в свое время установлены аляскитовые граниты, близкие к описанным, и по другим признакам описываемые граниты могут быть параллелизованы с вознесенскими и их возраст, до некоторой степени условно, может быть определен как среднепалеозойский (табл. 22 и 23).

Таблица 22

Абсолютный возраст среднепалеозойских интрузивных пород

Номер пробы	Название пород	Место отбора пробы	K, %	$K^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	Ar^{40}/K^{40}	Возраст в млн. лет
1	Биотитовый гранит	Кипарисовский массив	4,44	15,99	0,66	0,2	332
200	Лейкократовый гранит	Юзагольский массив (Американский перевал)	4,35	53,07	1,111	0,0209	342
201	Гранит	Там же	4,40	53,68	1,112 1,050	0,0208 0,0196	341 323
1342-а	Диорит	Водораздел рек Сучан-Тудагоу	0,98	11,96	0,302 0,296	0,0251 0,0247	404 398
296	Гранит	Река Малая Сица	1,30	15,86	0,391	0,025	403
289	»	Там же	2,50	30,50	0,635	0,0208	341

Жильные породы

Жильные породы, сопровождающие среднепалеозойские интрузии на Ханкайском массиве, представлены спессартитами, диабазовыми порфиритами, аплитами, гранит-порфирами, пегматитами, кварцевыми порфирами и мелкозернистыми гранитами. Все перечисленные разности, кроме двух последних, совершенно аналогичны соответствующим разностям среднепалеозойских жильных пород Южно-Приморской зоны.

Дайки кварцевых порфиров отмечаются редко. Мощность их не превышает первых метров, ориентировка различная. Вкрапленники образованы кварцем и редко кислым плагиоклазом. Основная масса фельзитовая, иногда микроаплитовая.

Мелкозернистые граниты также образуют маломощные дайки различной ориентировки. Это розовато-серые мелкозернистые породы, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата и олигоклаза. В количестве до 5% присутствует биотит. По данным М. Г. Руб (1960а) и др., диабазовые порфириты секут дайки аплитов, пегматитов и мелкозернистых гранитов. В западной части массива установлено пересечение мелкозернистых гранитов аплитами, а также первых и вторых дайками гранит-порфиров. Последние некоторые геологи (Ю. С. Липкин, И. К. Пущин) считают позднепалеозойскими.

https://jurassica.ru/

Таблица 23

Абсолютный возраст пород и рудных образований Вознесенского рудного узла и других районов Ханкайского массива

Номер пробы	Название пород и минералов	Место отбора пробы	K, %	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	$K^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	Ar^{40}/K^{40}	Возраст в млн. лет
1518	Биотитовый гранит	Ярославское месторождение, Южный карьер	3,98	48,56	1,280	0,0264	423
1515	Порфирит	Там же	1,00	1,22	0,334	0,0274	438
10/335	Биотитовый гранит	Кировское месторождение	7,73	94,31	2,732	0,0290	460
1626	Пегматит	Вознесенское месторождение	8,17	99,67	2,851	0,0286	455
1690	Порфирит	Там же	0,415	5,06	0,137	0,0271	433
5487	Слюдисто-фенакито-флюоритовая руда	»	7,75	94,55	2,714	0,0287	456
1552	Турмалин-биотитовый гранит	Чапаевское месторождение	3,15	38,43	0,790	0,0206	338
2920	Кварцевый порфир	Гора Дальнозаводская	3,49	42,58	0,817 0,855	0,0192 0,0201	317 330
1619	Кварцевый порфир	Гора Лукашева	4,23	51,61	1,095	0,0210	344
1595	Гранит-порфир	Гора Липовая	4,84	59,05	1,059	0,0180	298
1617	Гранит	Гора Бойко, Западная вершина	4,15	50,63	0,816	0,0161	270
1610	Биотитовый гранит	2 *км* севернее с. Каменьрыболов	2,49	30,38	0,483	0,0159	266
1/Т	Биотитовый гранит	Село Троицкое	1,15	14,03	0,224	0,0160	268
1676	Биотитовый гранит	Шмаковский карьер	2,66	32,42	0,425	0,0131	222

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

В зоне Главного антиклинория условно к среднему палеозою относятся разные (10—200 $км^2$) дискордантные тела основного и среднего состава, известные в бассейнах рек Эльдагоу, Паугоу, Улахе и ключа Каменного. Контакты этих тел с вмещающими породами, как правило, осложнены разрывными нарушениями или скрыты под покровами молодых эффузивов. В составе массивов, по данным А. А. Асипова, преобладают амфиболизированные габбро-диориты. Это зеленовато-серые и темно-зеленые мелко- и среднекристаллические породы обычно с полосчатой, реже массивной текстурой. Структура пород гипидиоморфнозернистая, местами габбровая.

Рассматриваемые породы отнесены предположительно к среднему палеозою на основании сходства их петрографического состава с составом среднепалеозойских габбро и габбро-диоритов Южного Приморья. Авторы считают, что эти породы не могут быть отнесены к позднепалеозойским габброидам, широко распространенным в Главном антиклинории, поскольку последние имеют иные условия залегания и отличны по петрохимическому составу.

https://jurassica.ru/

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Позднепалеозойские интрузии широко распространены в Южно-Приморской, Западно-Приморской и Даубихинской зонах. Кроме того, небольшие массивы этих гранитоидов наблюдаются также в пределах Ханкайского массива и в зоне Главного антиклинория.

Первые указания о наличии в Южном Приморье позднепалеозойских гранитоидов были сделаны А. И. Козловым (1924а), который относил к этому комплексу все гранитоиды, слагающие Гродековский массив. Однако последующие исследователи (Бернштейн, 1936; Воларович, Скороход, 1935) вплоть до 1950 г. отрицали наличие в Приморье позднепалеозойских интрузий.

В 1950 г. М. Г. Руб на о. Русском и п-ове Муравьева-Амурского наблюдала граниты, прорывающие охарактеризованные флорой нижнепермские отложения, перекрывающиеся базальными конгломератами нижнего триаса. В процессе дальнейших исследований М. Г. Руб подтвердилась принадлежность к позднепалеозойскому интрузивному комплексу некоторых массивов в Гродековской подзоне. В Хасанской подзоне и Южно-Приморской зоне позднепалеозойские интрузии были установлены Б. И. Васильевым. В Даубихинской зоне и в зоне Главного антиклинория они описаны Ю. Б. Евлановым, И. К. Пущиным, Ю. Н. Размахниным, В. Н. Силантьевым и др. Наиболее подробно описаны позднепалеозойские интрузии в Хасанской и Гродековской подзонах. Менее детально — в Южно-Приморской зоне. В других зонах позднепалеозойские интрузии изучены недостаточно.

Южно-Приморская зона

Позднепалеозойские интрузии в этой зоне имеют значительное распространение. Небольшие массивы этих пород встречены на островах Русском, Рейнеке, Попова и архипелаге Римского-Корсакова, на п-ове Трудном и в бассейне р. Сучан. Наиболее детально они изучены Н. М. Органовой на п-ове Трудном, М. Г. Руб на о. Русском и на п-ове Муравьева-Амурского.

Позднепалеозойский интрузивный магматизм проявился здесь в виде трех фаз, однако породы первой и второй фаз описаны совместно, так как соотношения их не установлены и разделение проведено условно, по петрографическому составу. Граниты и гранодиориты первой и второй фаз прорваны гранитами третьей фазы. Активный контакт гранитов и кварцевых диоритов наблюдал Б. И. Васильев близ мыса Астафьева.

Интрузивные породы первой и второй фаз

К первой и второй фазам позднепалеозойского интрузивного комплекса принадлежит, по-видимому, часть диоритовых и гранодиоритовых массивов п-ова Трудного (42), в частности диориты мыса Астафьева и массив в районе с. Голубовка. На п-ове Трудном, по мнению Н. М. Органовой, диориты и гранодиориты перекрываются отложениями находкинской свиты. В диоритах и гранодиоритах содержится большое количество ксенолитов эффузивных пород, принадлежащих, по-видимому, дунайской свите (нижняя пермь). Абсолютный возраст диоритов п-ова Трудного, по данным Н. И. Полевой, 245 млн. лет.

Петрографические особенности описываемых массивов в общем одинаковы. В составе их преобладают роговообманковые диориты и кварцевые диориты, меньше распространены пироксен-роговообманко-

http://jurassica.ru/

вые габбро-диориты, габбро и биотит-роговообманковые гранодиориты. Перечисленные породы часто связаны между собой постепенными переходами. Закономерности их пространственного размещения в массивах не выяснены.

Диориты зеленовато-серые мелко-, реже среднезернистые, массивные или полосчатые. В их составе преобладают андезин (50—70%), иногда зональный, и обыкновенная роговая обманка (30—40%), хлоритизированная и эпидотизированная. Кроме того, отмечаются единичные зерна моноклинного пироксена, кварца, биотита и калиевого полевого шпата. В кварцевых диоритах увеличивается содержание биотита (до 10%), кварца (до 15%), калиевого полевого шпата (до 6%), часто содержащего микрографические вростки кварца.

Гранодиориты содержат кварц (до 20%) и калиевый полевой шпат (до 15%), часто образующий микрографические сростки. Цветные представлены зеленой роговой обманкой и биотитом, замещающимися хлоритом, эпидотом и бесцветным амфиболом. Акцессорные минералы: сфен, апатит, рудный минерал и циркон. Структура пород гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, в отдельных участках иногда монцонитовая, микрографическая.

Габбро темно-серые и темно-зеленые мелкокристаллические, часто с полосчатой текстурой. Состав их однообразен: роговая обманка (60—70%), плагиоклаз (20—30%), моноклинный пироксен (до 10%). Бурая роговая обманка в значительной степени замещена зеленой роговой обманкой, которая в свою очередь замещена хлоритом и бесцветным амфиболом. Плагиоклаз сильно соссюритизирован. Довольно часто в габбро отмечаются разности, переходные к эссекситам с небольшим количеством калиевого полевого шпата.

Приконтактовые изменения в описанных массивах сравнительно невелики. В районе с. Голубовка вмещающие породы в незначительной степени ороговикованы и непосредственно у контакта обогащены мелкочешуйчатым биотитом и хлоритом, реже роговой обманкой. При удалении от контакта эти минералы постепенно сменяются новообразованиями серицита, альбита и кварца. В эндоконтакте уменьшается зернистость пород и появляется параллельнотакситовая структура. Абсолютный возраст диоритов о. Моисеева 285 млн. лет, о. Рейнеке 270 млн. лет.

Интрузивные породы третьей фазы

К этой фазе отнесены гранитоиды, развитые на о. Русском, п-ове Муравьева-Амурского, в районе с. Голубовка, на п-ове Трудном и в бассейне р. Сучан. Площадь массивов обычно 0,5—8 *км*^{2}, наиболее крупные массивы (Седанкинский на п-ове Муравьева-Амурского и массив о. Русского) достигают десятков квадратных километров.

Седанкинский массив (43) прорывает и метаморфизует владивостокскую свиту и, по данным Н. Г. Мельника (1965 г.), перекрывается конгломератами чандалазской свиты (обе свиты имеют верхнепермский возраст).

Граниты о. Русского (44) образуют небольшой массив, внедрившийся в поспеловскую и владивостокскую свиты (пермь). Породы этих свит на контакте окварцованы. Граниты перекрыты базальными конгломератами нижнего триаса. В эндоконтакте залегают гранодиориты и кварцевые диориты, переходящие в граниты по мере удаления от контакта*.

* Следует иметь в виду, что на острове Русском, где М. Г. Руб и Б. И. Васильев установили залегание нижнетриасовых конгломератов на гранитоидах, по-видимому, имеются два разновозрастных комплекса гранитоидов. Это предположение

http://jurassica.ru/

На восточном берегу п-ова Трудного, между бухтами Тунгус и Читуай, по данным Н. М. Органовой и Б. И. Васильева, гранитоиды, подобные гранитам о. Русского, перекрываются туфобрекчиями чандалазской (находкинской) свиты.

В сложении массивов принимают участие биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые граниты, граносиениты и кварцевые монцониты, связанные между собой постепенными переходами. Преобладают биотит-роговообманковые граниты, слагающие вместе с биотитовыми гранитами центральные части массивов. Гранодиориты, кварцевые монцониты и роговообманковые граниты приурочены к периферическим частям массивов. В массиве на п-ове Муравьева-Амурского (Седанкинский массив) в зоне эндоконтакта отмечаются гранитовые и гранодиоритовые порфиры и гранофиры. В контактовой зоне вмещающие породы окварцованы и серицитизированы. Ширина контактового ореола порядка 200—300 *м*.

Биотитовые граниты состоят из слегка пелитизированного микроклина (35—40%), часто содержащего микрографические вростки кварца, серицитизированного плагиоклаза № 18—20 (20—24%), кварца (30—38%), хлоритизированного биотита (2—5%). Акцессорные минералы: циркон, апатит, пирит, анатаз, ильменит, сфен, ортит.

В биотит-роговообманковых и роговообманковых гранитах присутствуют буровато-зеленая роговая обманка (до 10%) и плагиоклаз (№ 28—30). Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, местами микропегматитовая.

Гранодиориты наблюдаются только в краевых частях массивов. Их состав: плагиоклаз № 30—34 (45—47%), калиевый полевой шпат (20—25%), кварц (15—20%), зеленовато-бурая роговая обманка (8—10%) и биотит (2—3%). Из вторичных минералов обычны хлорит (развивается по биотиту и роговой обманке), актинолит, эпидот, цоизит (развиваются по роговой обманке). Акцессорные минералы: циркон, апатит, пирит, рутил, лейкоксен, сфен, ильменит, гранаты и магнетит. Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая, иногда монцонитовая, наблюдаются частые переходы от крупнозернистых разностей к средне- и мелкозернистым.

Граносиениты также приурочены преимущественно к краевым частям массивов. Они содержат калиевый полевой шпат (до 60%) и кварц (10—15%), плагиоклаз № 25—27, роговую обманку (8—15%), биотит (1—3%). Вторичные минералы: серицит, хлорит, эпидот, цоизит, актинолит, кальцит. Акцессорные минералы: циркон, апатит, пирит, анатаз, лейкоксен, сфен, ильменит, ортит, гранаты, магнетит. Структура граносиенитов гипидиоморфнозернистая, местами микропегматитовая.

Кварцевые монцониты, также отмечающиеся в краевых частях массивов, содержат примерно равные количества плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Количество кварца не превышает 17%. Иногда отмечаются редкие зерна авгита. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда монцонитовая. Описанные породы относятся к ряду пересыщенных глиноземом, кремнеземом, группе богатых или умеренно богатых щелочами.

сделано Л. А. Неволиным, указавшим на слабый метаморфизм поспеловской свиты (нижнепермского возраста) вблизи контакта с гранитоидами на о. Русском. На допермский возраст гранитоидов указывают также следующие цифры их абсолютного возраста, полученные в лаборатории Приморского геологического управления калий-аргоновым методом из валовых проб, отобранных Л. А. Неволиным на о. Русском: 271, 284, 296, и 317 млн. лет. Таким образом, гранитоиды, подстилающие нижний триас, могут оказаться не позднепермскими, а более древними. В этом случае возраст всех или значительной части гранитоидов, относящихся в настоящее время к поздней перми, будет более молодым — среднетриасовым.— *Прим. ред.*

http://jurassica.ru/

Спектральными анализами в этих гранитоидах установлены следующие элементы-примеси: Ba, Be, Zn, Ga, Cr, Ca, Ni. Последние три элемента наиболее характерны для кварцевых сиенитов.

Сходные интрузивные породы известны в районе с. Голубовка, где они метаморфизуют верхнепермские отложения и прорывают диориты первой фазы позднепалеозойского интрузивного комплекса. В зоне эндоконтакта граниты переходят в более мелкозернистые разности, обогащаются цветными. Диориты на контакте с гранитами окварцованы, ширина зоны окварцевания 150—200 *м*. Вместе с кварцем в экзоконтакте установлены хлорит (по роговой обманке и биотиту), микроклин и серицит (по плагиоклазу).

На о. Русском (44) наиболее широко распространены биотит-роговообманковые граниты, слагающие вместе с биотитовыми гранитами центральные части массивов. Роговообманковые граниты, гранодиориты, граносиениты и кварцевые монцониты отмечены в краевых частях массивов.

Все эти разности характеризуются неравномерным распределением цветных минералов, неравновесным количественно-минеральным составом, необычными ассоциациями минералов и другими признаками, свидетельствующими о том, что при образовании описываемых пород заметную роль играли процессы ассимиляции и гибридизма.

В Сучанском районе позднепалеозойские граниты образуют ряд массивов, прорывающих среднепалеозойские гранитоиды. Петрографически эти граниты близки к распространенным на п-ове Муравьева-Амурского и о. Русском. Ф. К. Шипулин, подробно изучавший позднепалеозойские граниты в Сучанском районе, предполагает, что их внедрение происходило в два близких во времени этапа. В первый этап внедрились серые и розовато-серые биотитовые граниты, во второй — розовые письменные граниты, которые по мере приближения к контакту переходят в гранофиры. В экзоконтакте отмечены новообразования кварца, альбита и хлорита. Обе разновидности гранитов встречаются в массивах на п-ове Муравьева-Амурского и на о. Русском, но там они связаны между собой постепенными переходами.

Биотитовые граниты распространены в Сучанском районе более широко, по сравнению с письменными гранитами. Это средне- и крупнозернистые породы, состоящие из олигоклаза № 17—22 (30—50%), пелитизированного микроклина (10—40%), иногда содержащего пойкилитовые вростки кварца и микропертиты альбита, и кварца (25—35%). Акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, пирит, магнетит.

Письменные граниты, как отмечает Ф. К. Шипулин, характеризуются аналогичным комплексом породообразующих минералов, в том числе и акцессорных, и отличаются от биотитовых гранитов широким развитием графических структур. Спектральными анализами в гранитах установлены Ba, Be, Sn, Ca, Zn, Cu, V, Cr. Абсолютный возраст гранитов приведен в табл. 24.

Таблица 24

Химический состав позднепалеозойских интрузивных пород (в %)

Компоненты	53	54	55	56	57	58	59
SiO_2	74,02	72,17	64,18	68,2	71,3	67,83	68,4
TiO_2	—	0,15	0,13	0,41	0,21	0,60	0,61
Al_2O_3	13,6	14,11	20,51	15,52	12,19	16,10	16,16
Fe_2O_3	0,59	2,04	1,24	1,71	4,19	4,76	3,79
FeO	0,75	0,25	0,80	1,62	1,99	—	—
MnO	—	0,04	0,06	0,07	0,08	0,08	—
MgO	Следы	0,53	0,32	1,65	1,32	1,54	1,59
CaO	0,42	1,42	0,53	1,19	2,18	1,84	1,56
Na_2O	3,98	2,42	2,42	4,17	3,06	2,56	3,44
K_2O	3,91	3,96	8.99	3,62	1,67	3,36	3,66
H_2O	—	1,70	0,43	1,40	1,39	—	—
P_2O_5	0,99	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,96	—	—	—	—	1,03	1,12
Сумма	99,22	98,79	99,61	99,56	99,58	99,70	100,33

53 — гранит, район ст. Лозовый; 54 — гранит биотитовый, район с. Шмаковка; 55 — кварцевый сиенит, район с Глазовка; 56 — гранит биотит-роговообманковый, массив о. Русского; 57 — гранит, там же; 58 — гранит биотитовый, массив Горбушинский; 59 — гранит, массив Шивкинский. Анализы приведены по данным Ф. К. Шипулина (53), З. В. Сидоренко (54,55), М. Г Руб (56, 57); К. М. Худолея (58), Ф. Р. Лихта (59).

https://jurassica.ru/

Жильные породы

Позднепалеозойские интрузии сопровождаются жильными породами: гранит-порфирами, гранодиорит- и граносиенит-порфирами, а также гранофирами, слагающими дайки, реже мелкие штоки. Мощность даек колеблется от 15—20 *см* до 20 *м*. Падения их преимущественно крутые (60—90°), простирание северо-восточное, реже северо-западное и субширотное. Подавляющее большинство даек приурочено непосредственно к интрузивам, реже они наблюдаются во вмещающих породах. По простиранию дайки прослеживаются на расстоянии нескольких сотен метров, редко до 1 *км*. Среди кислых жильных пород, кроме отмеченных, установлены аплиты и пегматиты, наблюдающиеся только в пределах гранитных массивов. Они слагают дайки мощностью от 5—10 *см* до 5 *м*, прослеживающиеся на расстояние до 30—50 *м*.

Дайки и силлы среднего и основного состава, имеющие меньшее распространение, обычно приурочены к разломам и представлены диоритовыми порфиритами, спессартитами, керсантитами, диабазовыми порфиритами и диабазами. Наиболее широко распространены диоритовые порфириты, которые образуют крутопадающие дайки мощностью до 20 *м* преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний. В пределах Седанкинского массива хорошо видно пересечение дайками диоритовых порфиритов всех кислых жильных пород.

Спессартиты и керсантиты образуют обычно маломощные (до 2*м*) дайки. Диабазовые порфириты и диабазы известны главным образом на п-ове Муравьева-Амурского, где они слагают дайки и силлы. Наиболее крупный силл диабазов прослеживается от бухты Федорова почти до р. Вторая Речка. Мощность силла 30—150 *м*. К югу от р. Первая Речка этот силл внедрился по границе между фельзитами и туфогенно-осадочными породами владивостокской свиты, а к северу от нее залегает в толще фельзитов. Силл имеет сложное строение, на отдельных участках расщепляется на несколько составляющих, в промежутках между которыми зажаты эффузивы. Такие же диабазы слагают мелкие (до 10 *км*^{2}) штоки и мелкие дайки на правобережье Второй Речки в ее среднем течении, на левобережье р. Седанки в районе шоссе.

Позднепалеозойский возраст жильных пород устанавливается на следующих основаниях: все жильные породы секут массивы позднепалеозойских гранитоидов и габброидов, и некоторые из них (гранитовые, гранодиоритовые и граносиенитовые порфиры и аплиты) встречаются в гальке базальных конгломератов нижнего триаса; большинство жильных пород имеют свои петрографические аналоги в породах эндоконтактовых зон вышеупомянутых массивов. Абсолютный возраст аплита с о. Рейнеке 210 млн. лет, пегматита с о. Фуругельма 200 млн. лет (определения Н. П. Полевой).

Западно-Приморская зона

Хасанская подзона

Наиболее широко позднепалеозойские интрузии распространены в Хасанской подзоне, где породами этого возраста сложено около 70% всей территории. В 1954 г. Ю. Я. Громов и Н. А. Беляевский выделили здесь два комплекса — хасанский и посьетский. Для первого ими устанавливался среднепалеозойский возраст, для второго — позднепермский. Последующие работы Б. И. Васильева показали, что хасанские и посьетские гранитоиды прорывают и метаморфизуют верхнепалеозой-

http://jurassica.ru/

ские отложения и поэтому должны рассматриваться в составе одного комплекса*.

Позднепалеозойские интрузии представлены тремя фазами. К первой фазе отнесены породы среднего состава, ко второй — гранодиориты, к третьей — гранитоиды.

Б. И. Васильев наблюдал в береговых обрывах севернее мыса Теляковского и на побережье бухты Алеут прорывание диоритов первой фазы кварцевыми диоритами и гранодиоритами второй фазы, содержащими многочисленные ксенолиты вмещающих диоритов размером 10—70 *см*. В вершине бухты Алеут он же наблюдал активный контакт гранитов третьей фазы с диоритами первой фазы.

Гранитоиды третьей фазы прорывают и метаморфизуют интрузивные образования двух первых фаз и верхнепермские вулканогенно-осадочные отложения и перекрываются образованиями верхнего триаса. Часть этих массивов, например Занадворовская интрузия, ранее считали мезозойской, однако Б. И. Васильев установил, что и эти граниты прорывают фаунистически охарактеризованную верхнюю пермь, перекрытую монгугайской свитой, не несущей следов ороговикования. В дальнейшем А. А. Асипов обнаружил налегание верхнетриасовых конгломератов на размытую поверхность гранитов.

Интрузивные породы первой фазы

Интрузивные породы первой фазы слагают небольшие массивы (площадью от 1 до 10 *км*^{2}) в районе бухты Алеут, на п-ове Гамова (46) и др. Они представлены темно-зелеными или зеленовато-серыми дио-

* Новые материалы по юго-западной части Приморья (бассейны рек Монгугай, Сидими, Адими и Гладкая) позволили установить залегание фаунистически охарактеризованной барабашской свиты на гранитоидах. Указанное соотношение наблюдалось на левобережье р. Брусья, на водоразделе ее с ключом Известковым, на южном склоне горы Вихрь. Здесь на выветрелой поверхности крупнозернистых катаклазированных гранитов практически горизонтально залегают серые, среднезернистые полимиктовые песчаники. В непосредственной близости от контакта в перекрывающей граниты толще Б. И. Васильевым и В. М. Чмыревым собрана фауна, указывающая на верхнепермский (чандалазский) возраст вмещающих пород. Следовательно, в данном районе имеется не один, как считалось раньше, а два разновозрастных интрузивных комплекса. По данным В. М. Чмырева, породы более древнего комплекса представлены сравнительно небольшими телами габбро-диабазов, габбро и горнблендитов (первая фаза) и интрузиями серых биотит-роговообманковых габбро-диоритов, биотит-роговообманковых гранодиоритов, кварцевых роговообманково-биотитовых диоритов, плагиогранитов и роговообманково-биотитовых гранитов (вторая фаза).

Эти породы прорывают и метаморфизуют толщу терригенных отложений, залегающих в бассейнах рек Адими, Сидеми, в верховьях р. Монгугай и на небольших площадях в других участках. Определимых органических остатков в этих породах не найдено. Б. И. Васильев и В. М. Чмырев в них находил лишь растительный детрит. На геологической карте эти отложения отнесены предположительно к силуру — нижнему девону, по аналогии с возрастом кордонкинской свиты. Поэтому и возраст интрузивных пород условно принят как среднепалеозойский, аналогичный возрасту интрузий Ханкайского массива, прорывающих кордонкинскую свиту и перекрывающихся пермскими отложениями. Однако пока не исключено, что вмещающие породы имеют более молодой, каменноугольный или нижнепермский возраст, и в этом случае прорывающие их интрузии не могут быть древнее ранней перми.

Породы более молодого интрузивного комплекса включают небольшие интрузии габбро, габбро-диоритов и диоритов (первая фаза), крупные батолиты, сложенные розовыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами (вторая фаза) и штоки лейкократовых и аплитовидных гранитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров (третья фаза). Этот комплекс интрузивных пород прорывает фаунистически охарактеризованные верхнепермские отложения чандалазского и людянзинского горизонтов и в бассейне р. Монгугай перекрывается одноименной свитой верхнетриасового возраста. На прилагаемой геологической карте он отнесен к позднепалеозойскому интрузивному комплексу, как и другие интрузии, прорывающие верхнепермские отложения и перекрывающиеся мезозойскими отложениями.— *Прим. ред.*

http://jurassica.ru/

ритами, реже кварцевыми диоритами, связанными между собой постепенными переходами. Наиболее крупный массив этих пород, расположенный между вершиной бухты Алеут и р. Гладкая, вытянут в северо-северо-западном направлении и имеет длину 5 *км* при ширине 1,5—2 *км*. По-видимому, он составлял единое тело с массивом бухты Алеут, разобщенное более поздней гранитной интрузией.

К северу от бухты Алеут наблюдался активный контакт диоритов и кварцевых диоритов с осадочными породами нижней (?) перми, на что указывает развитие в зоне экзоконтакта узловатых и хиастолитовых сланцев и роговиков.

Диориты состоят в основном из зеленой роговой обманки (60—70%) и плагиоклаза средней основности, образующих зерна примерно одинаковой степени идиоморфизма. В кварцевых диоритах в небольшом количестве присутствуют ксеноморфные зерна кварца (2—3%). Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен и рудный минерал. Вторичные минералы представлены серицитом, развивающимся по плагиоклазу, хлоритом и биотитом, замещающими роговую обманку, а также агрегатами мелкозернистого кварца. Характерными акцессорными элементами описываемых пород являются: Ba, Ir, Ga, Ti и Cu.

Структура пород габбровая, гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, реже порфиробластовая. Для интрузий диоритов характерна неравномерная раскристаллизация. В пределах одного и того же массива наблюдаются полосы и неправильной формы участки, сложенные крупно-, средне- или мелкозернистыми разностями, связанными друг с другом постепенными, но довольно быстрыми переходами. Размеры таких участков колеблются от нескольких десятков сантиметров до 30—40 *м*. Сравнительно часто наблюдается полосчатая текстура, обусловленная чередованием полос, обогащенных роговой обманкой с полосами относительно бедными ею. В ряде случаев в описываемых породах кристаллы породообразующих минералов ориентированы в одном направлении. Почти повсеместно диориты и кварцевые диориты подверглись рассланцеванию.

Интрузивные породы второй фазы

Эти породы слагают крупный Хасанский батолит (47—51), расположенный в Юго-Западном Приморье (см. рис. 19). В провесах кровли массивов в ряде мест сохранились останцы метаморфизованных нижнепермских (?) вмещающих пород. Батолит сложен преимущественно кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а также диоритами и гранитами, имеющими подчиненное значение. Граниты встречаются в центральных, наиболее эродированных частях массива, а диориты приурочены в основном к апикальным частям.

Кварцевые диориты светлые, зеленовато-серые, преимущественно крупно- и среднезернистые, состоят из андезина № 35—50 часто с зональной структурой, зеленой роговой обманки, бурого биотита (цветных 25—30%) и ксеноморфного кварца (до 10—15%). Иногда присутствует калиевый полевой шпат (до 1%). Акцессорные минералы: апатит, рудный минерал и циркон. По соотношению биотита и роговой обманки выделяются биотит-роговообманковые, роговообманко-биотитовые, реже роговообманковые разности.

Диориты связаны постепенными переходами с кварцевыми диоритами и отличаются от последних отсутствием кварца и несколько большим содержанием цветных (до 30—40%).

От кварцевых диоритов первой фазы кварцевые диориты и диориты отличаются меньшим содержанием цветных минералов, присутст-

https://jurassica.ru/

вием первичного биотита, большим содержанием кварца (в кварцевых диоритах), выдержанностью структур и меньшим развитием плоскопараллельных текстур.

В восточной части массива (бассейн р. Фаташи) обычно равномернозернистые диориты в зоне эндоконтакта становятся резко порфировидными. Полоса этих пород шириной от 1 до 4 *км* протягивается в субмеридиональном направлении от горы Луна до с. Средние Фаташи. По составу они аналогичны описанным выше диоритам. Порфировые выделения размером до 2 *см* представлены плагиоклазом и роговой обманкой, основная масса средне- и мелкокристаллическая.

Гранодиориты постепенными переходами связаны с кварцевыми диоритами. Для них характерно меньшее количество цветных минералов (8—10%), представленных биотитом и роговой обманкой или только роговой обманкой, и повышенное содержание кварца (до 30—35%). Калиевый полевой шпат присутствует в подчиненном количестве по отношению к плагиоклазу. Последний представлен кислым андезином, часто с зональной структурой, что является характерной особенностью гранодиоритов второй фазы.

В кварцевых диоритах, диоритах и гранодиоритах почти повсеместно отмечается проявление катаклаза, выражающееся в облачном угасании кварца, изгибании двойников плагиоклазов и листочков биотита. Местами породы гнейсированы и имеют бластогранитовую структуру и плоско-параллельную текстуру. Гнейсированные кварцевые диориты и гранодиориты особенно широко развиты на полуострове, оканчивающимся мысом Гамова, и в районе горы Синий Утес. На отдельных участках, представляющих собой узкие зоны смятия, породы сильно рассланцованы. В порфировидных кварцевых диоритах очень часто наблюдаются шлирообразные выделения кварцевых диоритов угловатой или линзовидной формы размером до 20 *см,* обогащенных цветными минералами (в основном биотитом). Структура их мелко- и тонкокристаллическая. Контуры шлиров резкие, реже наблюдаются постепенные переходы к вмещающей породе. Кроме того, встречаются лейкократовые участки, почти нацело состоящие из плагиоклаза с небольшим количеством кварца и калиевого полевого шпата. Структура таких участков близка к аплитовой.

Граниты и плагиограниты связаны с кварцевыми диоритами и гранодиоритами постепенными переходами и встречаются в одних и тех же массивах, приуроченных к зонам нарушения субмеридионального простирания мощностью от 2 до 5—6 *км* при протяженности до 18—20 *км.* Одна из зон протягивается от бухты Теляковского до долины р. Гладкая, другая — от верховьев р. Рязановка до р. Первая Школьная (правого притока р. Адими). Кроме того, выходы гранитов имеются восточнее горы Высотной, на левобережье р. Поперечка и в ряде других мест. Граниты слагают в основном центральные части массивов, тогда как кварцевые диориты отмечаются преимущественно в краевых частях.

Граниты и плагиограниты представляют собой светло-серые, реже розовато-серые или почти белые крупно- и среднезернистые породы, иногда с порфировидной структурой. Местами они разгнейсованы и обогащены цветными минералами. Изредка встречаются пегматоидные и слегка турмалинизированные граниты. Характерные элементы-примеси рассматриваемых пород: Ba, Sr, Ca, Cu, Pb, Ti, Cr, Ni, Co. В небольшом количестве иногда присутствуют Be и Zr.

В районе ст. Гвоздево в гранитах отмечена зона грейзенизации субширотного простирания протяженностью до 1 *км,* по-видимому, приуроченная к разлому. В пробах из грейзенизированных гранитов обна-

https://jurassica.ru/

ружены признаки олова, а в кварцевых жилах на этом участке содержатся следы молибдена и серебра.

Интрузивные породы второй фазы прорывают верхнепермские вулканогенно-осадочные толщи и диориты первой фазы. Рвущие их контакты с породами пограничной свиты наблюдались в районе горы Водораздельной, на левобережье р. Большой Монгугай, выше устья р. Поперечка, в верховьях ключа Бочарник и в ряде других пунктов. Контакты обычно резкие, прямолинейные или неровные, с апофизами мощностью до 1 *м*, проникающими во вмещающие породы на 1,5—2 *м*. Простирание контактов часто совпадает с простиранием слоев вмещающих пород, падение различное, под углами от 30 до 70—80°. Эндоконтактовые изменения выражаются в постепенном переходе крупнозернистых разностей в средне-, а затем в мелкозернистые. Последние часто оказываются обогащенными цветными минералами. Мощность эндоконтактовой зоны достигает 3—5 *м*. Местами у контакта наблюдаются ксенолиты метаморфизованных вмещающих пород размером от 0,5—1 до нескольких десятков метров. В экзоконтакте обычно развиты роговики, кристаллические сланцы, реже породы типа вторичных кварцитов (в районе мыса Красный Утес). Особенно характерно развитие хиастолита в углисто-глинистых сланцах, тогда как песчаники превращены в роговики. Ширина зоны эндоконтактовых изменений местами достигает 3—4 *км*, что указывает на пологое погружение поверхности массивов.

Абсолютный возраст кварцевого диорита с мыса Гамова 240 млн. лет (определения Н. И. Полевой), а роговообманкового диорита из бассейна р. Брусья 229 млн. лет (определения лаборатории ПГУ).

Интрузивные породы третьей фазы

Интрузивные образования третьей фазы слагают некоторые участки Хасанского батолита. Это биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые граниты, имеющие наибольшее распространение, гранодиориты, граносиениты и кварцевые монцониты.

Граниты светло- и розовато-серые или розовые крупно- и среднезернистые, часто с порфировидной структурой, состоят из калиевого полевого шпата, олигоклаза (№ 28—30), кварца и биотита. Иногда в гранитах, кроме биотита, присутствует роговая обманка, причем соотношения биотита и роговой обманки непостоянны. Местами цветные минералы отсутствуют. Из акцессорных отмечаются апатит, сфен, циркон, рудный минерал, иногда шеелит и монацит. Вторичные минералы: серицит, хлорит, актинолит, цоизит, карбонат, гидроокислы железа. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, гранитовая, на некоторых участках микропегматитовая и пойкилитовая. Часто граниты имеют порфировидную структуру, обусловленную наличием крупных выделений кварца и плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата. Особенно широко порфировидные граниты развиты в бассейне р. Чапигоу и в междуречье Рязановка — Гладкая. Постепенными взаимопереходами граниты связаны с гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Местами в них наблюдаются округлые шлиры размером до 5 *м*, по составу отвечающие диоритам.

Абсолютный возраст гранодиорит-порфира из верховьев р. Сидеми 226 млн. лет (табл. 25).

http://jurassica.ru/

Таблица 25

Абсолютный возраст позднепалеозойских интрузивных пород

Номер пробы	Название пород	Место отбора пробы	K, %	$K^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	Ar^{40}/K^{40}	Возраст в млн. лет
1392	Гранит	Водораздел рек Брусья и Сидими	7,70	93,94	1,529	0,0163	272
4550	Гранит	Седанкинская интрузия	2,39	29,16	0,350	0,012	204
1436	Гранит	Река Правая Падахеза	2,09	25,56	0,373	0,0146	245
2905	Сиенит	Гора Рябая	4,05	49,53	0,736	0,0149	250
417	Гранит	Река Хуанихеза	3,98	48,56	0,663	0,0136	229
V	Аляскитовый гранит	Правобережье Река Сучан	2,02	24,64	0,305	0,0124	210
					0,365	0,0148	248
1398	Гранодиорит	Там же	1,60	19,52	0,241	0,0123	207
1332	Плагиогранит	» »	2,67	32,57	0,453	0,0139	234

Жильные породы

Жильные породы формировались в заключительный этап верхнепалеозойского интрузивного магматизма. Они слагают преимущественно дайки и жилы, реже небольшие штоки, встречающиеся как среди интрузивных массивов первых трех фаз, так и во вмещающих породах. Среди них выделяются дайки первого и второго этапов.

Дайки первого этапа представлены мелкозернистыми гранитами, аплитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами и пегматитами: ко второму этапу относятся диоритовые порфириты, спессартиты, диабазовые порфириты и диабазы и другие породы.

Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры вместе с кварцевыми порфирами наиболее широко распространены среди всех жильных пород. Дайки этих пород часто встречаются в междуречье Гладкая — Рязановка, южнее горы Поворотной и в районе мыса Красный Утес. Гранит-порфиры светло-серые, розовато-серые или розовые. Порфировые выделения представлены обычно кварцем и плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом или биотитом. Основная масса мелкокристаллическая с микрогранитовой, микроаплитовой, реже микропегматитовой структурами. Гранодиорит-порфиры отличаются от гранит-порфиров меньшим количеством кварца и калиевого полевого шпата и появлением роговой обманки. Кварцевые порфиры по составу аналогичны гранит-порфирам, но отличаются от них по структуре основной массы, обычно фельзитовой или сферолитовой, реже гиалопилитовой. Акцессорные минералы всех отмеченных пород: циркон, рутил, апатит, магнетит, а акцессорные элементы: Ba, Be, Zr, Ga, Pb.

В кварцевых порфирах, реже в гранит-порфирах наблюдается четко выраженная зона закалки, достигающая иногда мощности 0,5—1 *м*. По направлению к контакту с вмещающими породами происходит изменение окраски от светло-серой или желтовато-белой до темно-зеленой. Местами в приконтактовой зоне наблюдается обогащение биотитом и появление кристаллов роговой обманки. В береговых обрывах юго-западнее мыса Красный Утес встречены дайки гранит-порфиров и фель-

https://jurassica.ru/

зит-порфиров с хорошо выраженной флюидальностью, следующей параллельно всем изгибам контакта. Такая же флюидальность наблюдается и на контактах с ксенолитами. Контакты даек обычно прямолинейные, резкие. Экзоконтактовые изменения выражены слабо и проявляются в слабом окварцевании вмещающих пород. Мощность даек колеблется от 0,5 до 8 *м*, падение контактов крутое, под углом 60—80°, простирание северо-восточное или северо-западное.

Мелкозернистые граниты, широко распространенные в пределах гранитных массивов, образуют дайки мощностью 0,1—5 *м*. Это светло-розовые или розово-серые мелкозернистые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, олигоклаза № 13—15 или альбит-олигоклаза № 9—12 и единичных листочков биотита. В местах пересечения описываемыми дайками гранодиоритов и роговообманковых гранитов в них появляется роговая обманка и возрастает основность плагиоклаза до № 25—27. Акцессорные минералы: циркон, рутил, апатит, магнетит, ильменит, вторичные минералы: серицит и хлорит. Акцессорные элементы: Ba, Be, Zr, Ga. Структура гранитная, в отдельных участках микропегматитовая.

Аплиты слагают прожилки и жилы мощностью до 30—50 *см*. Это светло-серые и розовато-серые породы, состоящие из калиевого полевого шпата (до 60%), кварца (до 30%), незначительного количества плагиоклаза (обычно представленного олигоклазом) и единичных листочков биотита.

Пегматиты, как и аплиты, приурочены только к интрузивным массивам и не встречаются среди вмещающих пород. Особенно широко они развиты севернее горы Синий Утес. Они образуют жилы мощностью от нескольких сантиметров до 3—4 *м*. Пегматиты розовые или светло-серые крупно- или среднезернистые, реже гигантокристаллические с графической структурой, основными породообразующими минералами в них являются микроклин и кварц, прорастающие друг друга. Присутствуют также идиоморфные кристаллы кислого плагиоклаза и редкие листочки биотита. Севернее горы Синий Утес встречены пегматитовые жилы, содержащие кристаллы черного турмалина, приуроченные к центральным частям жил. Некоторые жилы имеют зональное строение, выражающееся в появлении в зальбандах мелких чешуек зеленовато-серебристой слюдки или аплитовой оторочки. Абсолютный возраст пегматитов, определенный Н. И. Полевой из района пос. Краскино, 195 млн. лет.

Спессартиты, развитые преимущественно в пределах интрузивных массивов, редко встречаются среди вмещающих пород. Они представляют собой скрытокристаллические или мелкозернистые темно-серые породы, состоящие из среднего плагиоклаза (до 70%), роговой обманки и пироксена (до 50—80%), редко калиевого полевого шпата, присутствующего в незначительном количестве. Иногда они содержат вкрапленники плагиоклаза и цветных минералов. Структура панидиоморфнозернистая. Акцессорные минералы: сфен, магнетит; акцессорные элементы Ba, Zr, Ga, Pb, Ti. Мощность даек не превышает 1,5—2 *м*. Контакты с вмещающими породами резкие, обычно прямолинейные.

Диабазовые порфириты и диабазы широко развиты к югу от р. Гладкая и слагают дайки мощностью от 0,3 до 5—6 *м*, а также силлы и штоки. Диабазы зеленые и зеленовато-бурые мелкокристаллические, часто порфировидные, состоящие из лейст лабрадора, в промежутках между которыми располагаются зерна авгита и рудного минерала (офитовая структура). Для них характерны шаровая отдельность и наличие в ряде мест пор, частично выполненных вторичным кварцем, карбонатом, реже эпидотом или цеолитом.

http://jurassic.ru/

Дайки плагиоклазовых порфиритов мощностью от 0,3 до 3 *м* широко развиты юго-западнее мыса Красный Утес и в других местах. Это светлые зеленовато-серые породы с порфировой и микролитовой структурами основной массы. Во вкрапленниках присутствуют обычно сильно серицитизированные и карбонатизированные плагиоклазы, реже биотит или роговая обманка; основная масса состоит из лейст плагиоклаза, листочков биотита, зерен хлоритизированной роговой обманки, рудного минерала и редко ксеноморфного кварца. По основной массе развит серицит. Выделяются две генерации даек плагиоклазовых порфиритов, первая из которых формировалась до внедрения даек кварцевых порфиров, вторая — после них. По составу и структуре они не различаются. Дайки диабазовых порфиритов имеют резкие прямолинейные контакты. Местами вблизи контакта встречаются ксенолиты вмещающих пород.

Керсантиты изредка встречаются внутри гранитных массивов в виде даек мощностью 0,2—1,5 *м*. Это темно-серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые породы, состоящие из биотита (40—45%), плагиоклаза (40—45%), калиевого полевого шпата (8—10%) и кварца (3—5%). Акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, магнетит; вторичные минералы: серицит и хлорит. Акцессорные элементы: Ba, Zr, P, Ga, Pb, Ti. Порфировидные выделения в этой породе представлены биотитом.

Кварцевые жилы секут все верхнепермские интрузивные породы и являются наиболее молодыми образованиями. Они широко распространены на правобережье р. Адими, в районе горы Водораздельной и хребта Сухореченского. Мощность жил достигает 1,5—2 *м*. Некоторые из них прослеживаются по простиранию на 1—1,5 *км*. Жилы сложены молочно-белым кварцем, часто сильно трещиноватым и ожелезненным по трещинам. В районе горы Водораздельной (верховья р. Адими) кварцевые жилы сопровождаются сульфидным полиметаллическим оруденением (галенит, сфалерит, арсенопирит и др.).

Краевская подзона

В Краевской подзоне широко распространены позднепалеозойские интрузии, прорывающие и метаморфизующие барабашскую свиту верхнепермского возраста. Они сформировались, как и в других зонах, в течение трех последовательных фаз. К первой фазе относятся габбро-диориты, диориты кварцевые диориты, ко второй — биотит-роговообманковые, биотитовые граниты, гранодиориты и адамеллиты, а к третьей — биотитовые и аляскитовые граниты.

В бассейне р. Кордонка диориты и габбро-диориты прорывают кордонкинскую свиту (силур-девон), краевскую толщу (силур — девон?) и среднепалеозойские гранитоиды и в свою очередь прорваны гранитами второй фазы позднепалеозойского интрузивного комплекса (Ю. Б. Евланов, 1965 г.). В зоне эндоконтакта диоритов, мощность которой не превышает 5 *м*, наблюдаются новообразования кварца, альбита и серицита.

Интрузивные породы первой фазы

Породы этой фазы имеют ограниченное развитие. Они сохранились в ряде мест в виде останцов среди более молодых гранитов, а также образуют несколько массивов среди гранитоидов среднепалеозойского интрузивного комплекса у с. Решетниково (53). Массивы в основном ориентированы в субмеридиональном направлении.

https://jurassic.ru/

Наибольшим распространением среди них пользуются кварцевые диориты. Это серые или розовато-серые породы равномернозернистые, преимущественно средне- и крупнокристаллические с гипидиоморфнозернистой, местами микропегматитовой и друзоидной структурами. В кварцевых диоритах преобладает андезин (50—55%), присутствуют также калиевый полевой шпат (6—13%), кварц (8—10%), роговая обманка (15—20%), иногда пироксен. Акцессорные минералы: циркон, апатит и рудный минерал. Вторичные процессы: хлоритизация цветных минералов и замещение плагиоклазов минералами эпидот-цоизитовой группы. Текстура породы массивная, реже нечетко полосчатая.

Габбро-диориты связаны с кварцевыми диоритами постепенными переходами и отличаются от них большей основностью плагиоклаза и большим количеством цветных (до 40—50%). Кварц присутствует в количестве от 3 до 8%, калиевый полевой шпат встречается крайне редко. Присутствие кварца и калиевого полевого шпата объясняется, по-видимому, контактовым воздействием со стороны гранитов.

Интрузивные породы второй фазы

Ко второй фазе относятся гранитоиды, слагающие несколько массивов площадью от 1,5—5 до 350 *км*². Форма мелких массивов изометричная, более крупные из них вытянуты параллельно простиранию верхнепалеозойских складчатых структур. Самый крупный массив рассматриваемых пород (около 350 *км*²) протягивается в северо-восточном направлении от р. Поперечка до с. Нестеровка (54), длина его 24 *км*, ширина до 18—20 *км*. Другой (около 300 *км*²) массив расположен также на хребте Пограничном в северной части Краевой подзоны (55).

В сложении массивов принимают участие главным образом серые средне- и крупнокристаллические роговообманково-биотитовые граниты и адамеллиты, реже гранодиориты, очень сходные между собой и связанные постепенными переходами. Текстура пород массивная, реже пятнистая, обусловленная наличием большого количества округлых шлиров размером от 2 до 20 *см*. Местами наблюдаются полосчатые текстуры.

Для гранитов характерна караваеобразная отдельность. Они содержат акцессорные минералы: циркон, сфен, апатит, ортит, магнетит.

Гранодиориты и адамеллиты характеризуются преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и меньшим содержанием кварца (10—15%). Вторичные процессы проявились в частичной серицитизации и пелитизации полевых шпатов, хлоритизации и эпидотизации цветных минералов.

Рассматриваемые гранитоиды прорывают верхнепермские отложения, контакт с которыми наблюдается в 3 *км* севернее с. Константиновка. В зоне экзоконтакта мощностью до 0,3 *км* верхнепермские песчаники и сланцы превращены в кварц-биотитовые роговики и кристаллические сланцы.

Интрузивные породы третьей фазы

Интрузивные породы третьей фазы слагают несколько массивов в центральной и северной частях Краевской подзоны. Они вытянуты параллельно простиранию складчатых структур вмещающих пород верхнего палеозоя.

Наиболее крупный массив протягивается в северо-восточном направлении от с. Бойкого до р. Молоканка, длина его 26 *км*, ширина 8—10 *км*. На северо-западе массив прорывает эффузивы барабашской

http://jurassica.ru/

свиты, на юге — гранитоиды второй фазы; на востоке массив перекрыт плиоценовыми отложениями.

Породы третьей фазы представлены лейкократовыми и биотитовыми гранитами и гранофирами. Это розовые, буровато-красные, иногда мясо-красные и средне- и крупнозернистые породы, переходящие в зоне эндоконтакта в мелкозернистые граниты и гранит-порфиры. Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, местами микропегматитовая. Гранофиры имеют порфировидную структуру с гранофировой и псевдосферолитовой структурой основной массы.

Для рассматриваемых пород характерны пестрота окраски, проявляющаяся в чередовании различно окрашенных разностей, повсеместное развитие микропегматитовых структур, лейкократовый состав. Эти особенности служат указанием на общность рассматриваемых пород с верхнепермскими гранитами о. Русского, п-ова Муравьева-Амурского и п-ова Трудного.

Как уже указывалось, гранитоиды третьей фазы прорывают верхнепермскую барабашскую свиту. Породы последней — в зоне экзоконтакта шириной 120—130 *м* заметно окварцованы, а в непосредственной близости к контакту ороговикованы. Граниты в зоне эндоконтакта шириной 20—30 *м* переходят в гранит-порфиры, гранофиры. Контакты с эффузивами неровные, извилистые.

Жильные породы

Жильные породы, сопровождающие интрузии позднепалеозойского комплекса, широко распространены в пределах интрузивных массивов, а также встречаются и во вмещающих породах, включая эффузивы барабашской свиты. Они представлены дайками и мелкими штоками мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, диоритовых и диабазовых порфиритов и спессартитов. Значительная часть даек приурочена к разрывным нарушениям северо-восточного, северо-западного, реже субширотного простираний. Контакты даек резкие, прямолинейные, без заметных приконтактовых изменений. Падения обычно крутые (60—80°), до вертикальных. Мощность от нескольких сантиметров до 8—10 *м*. Среди отмеченных жильных пород наибольшее распространение имеют гранит-порфиры. Эти породы близки к жильным породам Хасанской подзоны.

Зона Ханкайского массива

Интрузии позднепалеозойского комплекса встречаются на юге и севере Ханкайского массива в его краевой части. В центральных районах Ханкайского массива позднепалеозойские интрузивные породы достоверно не установлены. Лучше всего интрузивные породы позднепалеозойского комплекса изучены в южной части Ханкайского массива, где удалось в их составе выделить три фазы (Липкин, Черкасская, 1964). К первой фазе отнесены небольшие интрузии граносиенитов, сиенитов, дацитовых порфиритов, гранодиоритов и других пород, ко второй фазе — мелкие лакколитообразные тела (рис. 20), штоки и дайки гранит-порфиров, кварцевых порфиров, микрогранофиров и др., к третьей фазе — более крупные интрузии биотитовых гранитов и некоторых других.

В районе с. Вознесенка интрузии второй фазы прорывают рифейские отложения, среднепалеозойский интрузивный комплекс и породы

https://jurassica.ru/

первой фазы позднепалеозойского комплекса. Они в свою очередь прорываются розовыми биотитовыми гранитами третьей фазы позднепалеозойского комплекса.

Интрузивные породы первой фазы

Интрузии граносиенитов, сиенитов, альбитофиров, сиенит-порфиров, иногда переходящих в гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, образуют несколько мелких интрузий в районе с. Вознесенка. Эти ин-

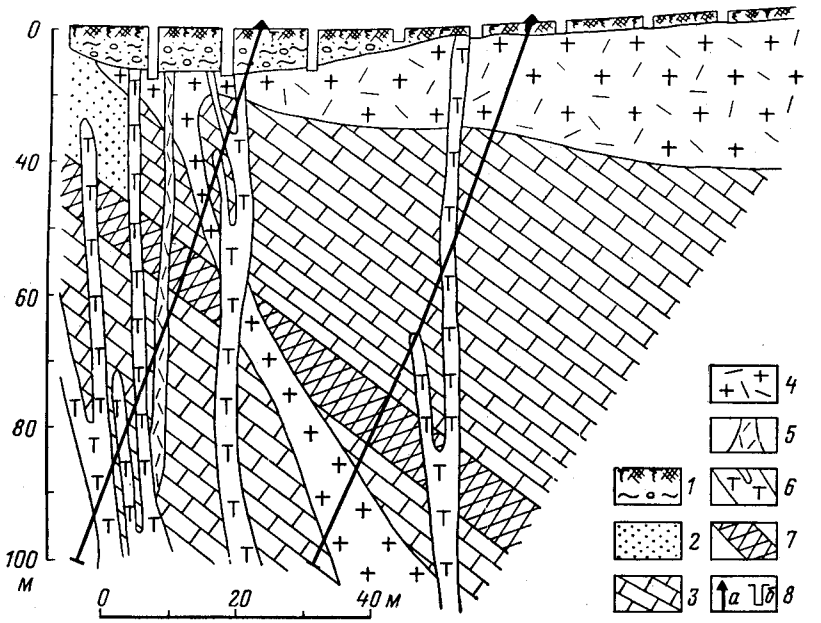


Рис. 20. Разрез позднепалеозойского лакколита гранит-порфиров у пос. Вознесенка (по Ю. С. Липкину и М. И. Липкиной)

1 — почвенно-растительный слой; *2* — кварцитовидные песчаники; *3* — известняки и доломиты; *4* — граниты и гранит-порфиры; *5* — дайка фельзитов; *6* — дайки порфиритов; *7* — магнетитовые руды; *8* — скважины (*а*) и шурфы (*б*)

трузии приурочены к крупным нарушениям северо-западного и северо-восточного простирания. Интрузии первой фазы прорывают различные свиты среднего рифея и интрузивные породы первой фазы среднепалеозойского комплекса. Описываемые интрузии в большинстве своем являются штоками с неправильной, слегка вытянутой, овальной в плане формой. Кроме того, они образуют дайки мощностью до 10 *м* и длиной до 0,5—1 *км*. Интрузиям первой фазы свойственна сложность внутреннего строения. Одни разновидности пород переходят в другие постепенно, отмечаются резкие колебания состава пород, изменения структурных и текстурных признаков и пр. Это может указывать на гибридизм описываемых интрузивных пород. Распределение различных интрузивных пород внутри массивов не подчиняется каким-либо закономерностям.

Сиениты и сиенит-порфиры встречаются в описываемых интрузиях довольно часто. Это светло-серые, розоватые породы крупно-, среднезернистые с монцонитовой, гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой структурами. Они сложены олигоклазом (3—18%), микроклином (50—60%), кварцем (до 2—3%), пироксеном (3—28%), рого-

https://jurassica.ru/

вой обманкой (до 9%), редко биотитом (до 1%). Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, рудный минерал, гранаты. Вторичные минералы: серицит, хлорит. В сиенит-порфирах присутствует большое количество роговой обманки и крупных порфировых выделений микроклина.

Граносиенит-порфиры отличаются от сиенит-порфиров повышенным количеством кварца (до 5%).

Альбитофиры зеленовато- и буровато-коричневые с порфировой структурой и массивной текстурой. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, монцонитовая. Обычно они состоят из альбита (до 60%), андезина, калиевого полевого шпата (25—40%), некоторые разновидности, кроме того, содержат амфибол (2—10%), кварц (до 6—7%), биотит. Акцессорные минералы: рутил, апатит, циркон, лейкоксен, рудный минерал. Вторичные минералы: мусковит, серицит, хлорит, гематит, кальцит.

Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры мелкозернистые, порфировидные. Первые состоят из микроклина (40—60%), альбит-олигоклаза (20—35%), кварца (25—45%), роговой обманки и биотита. Акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, ортит, магнетит, пирит, монацит, гранаты, флюорит, касситерит.

Близ с. Вознесенка сильно измененные сиениты прорываются фельзит-порфирами второй фазы позднепалеозойского комплекса.

Позднепалеозойский возраст сиенитов и граносиенитов подтверждается данными абсолютного возраста (230 млн. лет; определение лаборатории ПГУ). Сиениты изменены в результате калиевого метасоматоза, поэтому значения абсолютного возраста занижены.

Интрузивные породы второй фазы

Во вторую фазу формировались мелкие интрузии гранит-порфиров, кварцевых порфиров, фельзитов, сферолитовых микрогранофиров, фельзит-порфиров, распространенные в окрестностях с. Вознесенка и в других районах. В окрестностях с. Вознесенка (56, 57) они образуют несколько мелких (площадь до 1 *км*^{2}) лакколитообразных тел, штоков и даек. Размеры даек обычно невелики, мощность их измеряется первыми метрами, а длина до 0,5—3 *км*.

Интрузии второй фазы сравнительно бедны по набору пород и однородны по своему строению. Лакколитообразные тела обычно сложены более раскристаллизованными породами (гранит-порфирами и кварцевыми порфирами), а дайки и мелкие штоки — менее раскристаллизованными породами фельзитового ряда. Внутри интрузий в сторону контакта наблюдаются переходы от гранит-порфиров до микрогранофиров.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры, образующие непрерывный ряд, белые, слегка зеленоватые и сероватые массивные с микрогранитовой, иногда аплитовой (у гранит-порфиров) и фельзитовой и сферолитовой (у кварцевых порфиров) основной массой. Вкрапленники (10—25%) обычно представлены кварцем (5—10%), плагиоклазом (1—5%) и микроклином (до 7%). Основная масса представлена этими же минералами. Иногда присутствует биотит. Акцессорные минералы: циркон, рудные минералы, флюорит, турмалин, гранат, касситерит.

Сферолитовые микрогранофиры светло-серые, белые массивные со сферолитовой структурой. Они состоят из кварца (20%), калиевого полевого шпата (70—80%), плагиоклаза и мусковита. Акцессорные минералы: циркон, магнетит, сфен. Вторичные минералы: хлорит, серицит, гидроокислы железа. Акцессорные элементы: Zr, Be, F, Ga, Sn.

http://jurassic.ru/

Фельзиты и фельзит-порфиры светло-серые, серые массивные с фельзитовой или пойкило-фельзитовой структурой. Эти породы состоят из мельчайших кристаллов кварца и полевых шпатов, прорастающих друг друга, в связи с чем уловить индивидуальные свойства каждого минерала невозможно. В этой массе отмечаются редкие пойкилитовые вростки плагиоклазов, чешуйки мусковита и серицита, выделения кварца. В фельзит-порфирах имеются вкрапленники калиевого полевого шпата, реже кварца. Абсолютный возраст пород второй фазы позднепалеозойского комплекса 270 млн. лет (определения Н. И. Полевой и лаборатории ПГУ).

Интрузивные породы третьей фазы

В пределах Ханкайского массива к третьей фазе позднепалеозойского комплекса отнесены розовые биотитовые граниты, распространенные вдоль контакта Гродековского плутона в окрестностях сел Первомайского и Комиссарово (58), в бассейне р. Чихез (60), в Лефинском тупике (61) и в других местах. Наиболее изученная интрузия этих гранитов находится в окрестностях с. Григорьевка (59). Эта интрузия, как и некоторые другие, вытянута в меридиональном направлении. Ее контакты весьма неровные, на востоке кровля интрузии погружается под углом 20—30°. Площадь интрузии около 35 *км*^{2}. В этих же местах имеется еще несколько более мелких интрузий площадью 2—7 *км*^{2}. Нередко розовые биотитовые граниты образуют мелкие штоки и дайки, особенно распространенные в пределах Гродековского массива.

Интрузии гранитов третьей фазы довольно однородны по своему строению. Они сложены в основном розовыми биотитовыми гранитами. Реже отмечаются порфировидные граниты, аплиты и пегматиты, слагающие мелкие интрузии и дайки.

Биотитовые граниты розовые, розовато-серые, мясо-красные — и крупнокристаллические с гранитовой структурой. В их составе отмечаются кварц (20—40%), микроклин (50—65%), олигоклаз (5—10%), биотит (2—7%), реже роговая обманка, альбит. Акцессорные минералы: сфен, монацит, апатит, рудный минерал. Вторичные минералы: серицит, хлорит, эпидот, окислы железа.

Порфировидные граниты образуют с вышеописанными единый ряд. Обычно более или менее равномернозернистые граниты в эндоконтактовой зоне переходят в порфировидные граниты. Состав их при этом не изменяется. Порфировые выделения розового калиевого полевого шпата и кварца составляют 15—35% от объема породы.

Мелкозернистые биотитовые граниты, аплиты и гранит-порфиры связаны между собой постепенными переходами. Мелкозернистым биотитовым гранитам свойственны более мелкие размеры зерен (0,3 *мм*), чем у биотитовых гранитов. Гранит-порфиры отличаются от описанных гранитов присутствием порфировых выделений микроклина и кварца на фоне мелкозернистой основной массы. Аплитам свойственны характерная аплитовая структура и отсутствие биотита.

Пегматиты, сложенные кварцем и калиевым полевым шпатом, прорастающими друг друга, имеют розовый или красный цвет и хорошо выраженную пегматитовую или микропегматитовую структуры.

М. Г. Руб (1960а) отмечала, что описываемые породы, слагающие мелкие интрузии и дайки, формировались в течение одной фазы, но неодновременно. Мелкозернистые граниты прорываются аплитами, которые прорываются гранит-порфирами. Пегматиты, очевидно, образовались в заключительную стадию.

http://jurassica.ru/

Интрузии розовых биотитовых гранитов и близких к ним пород прорывают средний рифей, гродековские граниты среднепалеозойского интрузивного комплекса, толщу вулканогенно-осадочных образований среднего палеозоя (?) и пермские эффузивные породы (Лефинский тупик). Они прорывают также интрузии второй фазы позднепалеозойского комплекса (гора Бойкова). Абсолютный возраст розовых биотитовых гранитов 235—240 млн. лет.

Интрузии позднепалеозойского комплекса сопровождаются породами жильной серии, сходными с описанными выше.

На севере Ханкайского массива разделение интрузий позднепалеозойского комплекса на фазы затруднено. Здесь развиты различные гранитоидные породы, имеющие прямую связь с интрузиями Даубихинской зоны, описание которых приводится ниже.

Даубихинская зона

Позднепалеозойские интрузии в Даубихинской зоне изучены недостаточно. До недавнего времени они относились либо к среднепалеозойскому, либо к мезозойскому комплексам. Последние работы И. К. Пущина и др. доказали, что в Даубихинской зоне имеются интрузии гранитов, которые прорывают нижнепермские отложения и перекрываются угодинзинской свитой (верхи верхней перми). К ним, вероятно, относится часть так называемых шмаковских гранитов. Эти породы сходны со среднепалеозойскими и на большей части Даубихинской зоны закартированы с ними совместно.

Однако И. К. Пущину, Ю. Б. Евланову, В. А. Соловьеву, И. П. Макухиной, В. А. Бажанову и др. удалось на некоторых участках отделить позднепалеозойские интрузии от среднепалеозойских и выделить среди первых интрузивные породы трех фаз, имеющие определенное сходство с одновозрастными интрузиями других зон Приморья. В позднепалеозойский интрузивный комплекс включены также так называемые троицкие гранитоиды, изученные Ю. Н. Размахниным и отнесенные им к юрскому интрузивному комплексу. Троицкие гранитоиды прорывают нижнепермские образования, пространственно и, очевидно, генетически связаны с вулканогенными породами верхнепермского возраста. На эту связь указывал и Ю. Н. Размахнин (1964), считая вулканические образования Даубихинской зоны юрскими.

Интрузивные породы позднепалеозойского комплекса образуют чаще мелкие штоки и дайки, а также несколько крупных массивов (площадью в 50—200 *км*^{2}) в бассейнах рек Даубихе, Белая, Кабарга, Ваку и др. Они разделяются на три фазы: первая включает основные и средние породы, вторая и третья — гранитоиды. Граниты третьей фазы, по свидетельству И. К. Пущина (1965 г.), прорывают граниты второй фазы. О соотношениях пород первой фазы с последующими сведений нет.

Интрузивные породы первой фазы

Интрузивные породы первой фазы представлены в Даубихинской зоне диоритами и кварцевыми диоритами, породами группы габбро и габбро-диабазов.

Диориты и кварцевые диориты слагают небольшие (0,5 *км*^{2}) массивы севернее с. Нахимовка и в верховьях р. Спасовка, где они прорывают гнейсы нахимовской свиты и среднепалеозойские гранитоиды. На правобережье р. Заблуждение И. К. Пущин наблюдал, как диориты прорывают охарактеризованные флорой нижнепермские отложения и

http://jurassic.ru/

перекрываются угодинзинской свитой (верхи верхней перми). Эти породы состоят из андезина и обыкновенной роговой обманки. Кроме того, встречаются биотит, пироксен, иногда кварц. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и рудный минерал.

Габброиды развиты в бассейнах рек Угодинза и Одарка (68). Интрузивные тела обычно вытянуты по простиранию вмещающих пород и имеют сложную форму и незначительные размеры (сотни квадратных метров, реже первые километры). Часто они образуют дайки и штоки. Рвущие контакты габбро-диоритов с барабашской свитой (низы верхней перми) наблюдались в бассейнах рек Угодинза, Даубихе и Загорная. Вместе с тем подобные породы содержатся в гальке конгломератов угодинзинской свиты (верхи верхней перми). Среди габброидов описаны габбро-диабазы, габбро, иногда габбро-диориты, диориты, диорито-сиениты, диабазовые и диоритовые порфириты и кварцевые диориты. Включение этих пород в одну группу основано на том, что все они связаны между собой взаимопереходами.

Наибольшее распространение имеют габбро и габбро-диабазы. Это темно-зеленые, иногда черные породы, в различной степени раскристаллизованные (от мелкозернистых и порфировидных до крупнозернистых). Текстура пород обычно массивная, иногда неясно полосчатая. Габбро и габбро-диабазы состоят из лабрадора (30—50%) и пироксена (50—70%). Редко в небольшом количестве встречаются роговая обманка и зерна кварца.

Интрузивные породы второй фазы

Эти интрузивные породы, представленные гранитоидами, имеют в Даубихинской зоне довольно широкое распространение (62, 63, 64, 65; см. рис. 24). Рвущие контакты гранитов с пермскими отложениями наблюдались И. К. Пущиным по левобережью р. Уссури в районе с. Бельцово, западнее с. Иннокентьевка, в верховьях рек Хаунихеза и Белая и в ряде других мест. Галька этих гранитоидов встречается в конгломератах угодинзинской свиты на левобережье р. Заблуждение и близ с. Межгорное.

В составе позднепалеозойских гранитоидов Даубихинской зоны выделяются средне- и крупнокристаллические биотитовые граниты и среднекристаллические, реже мелкокристаллические биотит-роговообманковые граносиениты и кварцевые сиениты. Все разности связаны между собой постепенными переходами.

В гранитах калиевый полевой шпат, представленный микроклином с нечетко выраженной решеткой, сильно пелитизирован. Плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 6—15) повсеместно сильно серицитизированный, часто замещен калиевым полевым шпатом с образованием пертитов замещения. Листочки биотита, как правило, сильно деформированы и хлоритизированы. Акцессорные минералы: циркон, ортит, реже пирит, анатаз, флюортит, ильменит, сфен, монацит, гранаты, касситерит, апатит.

Граносиениты и кварцевые сиениты описаны В. А. Бажановым восточнее с. Иннокентьевка. Они прорывают и метаморфизуют отложения туфо-эффузивной толщи пермского возраста. В зоне экзоконтакта шириной 200—300 *м* и развиты биотит-андалузитовые роговики.

Пространственно граносиениты и кварцевые сиениты тяготеют к периферическим частям гранитных массивов. Граносиениты и кварцевые сиениты состоят из сильно пелитизированных калиевых полевых шпатов (до 70%), олигоклаза (10—15%), щелочной роговой обманки и биотита. В кварцевых сиенитах в небольших количествах присутст-

http://jurassica.ru/

вует моноклинный пироксен, замещающийся на границе с зернами плагиоклаза амфиболом. Общее содержание цветных достигает 25—30%. Кварц (5—15%) образует неправильные зерна, выполняющие промежутки между остальными минералами. Для акцессорных минералов характерен апатит.

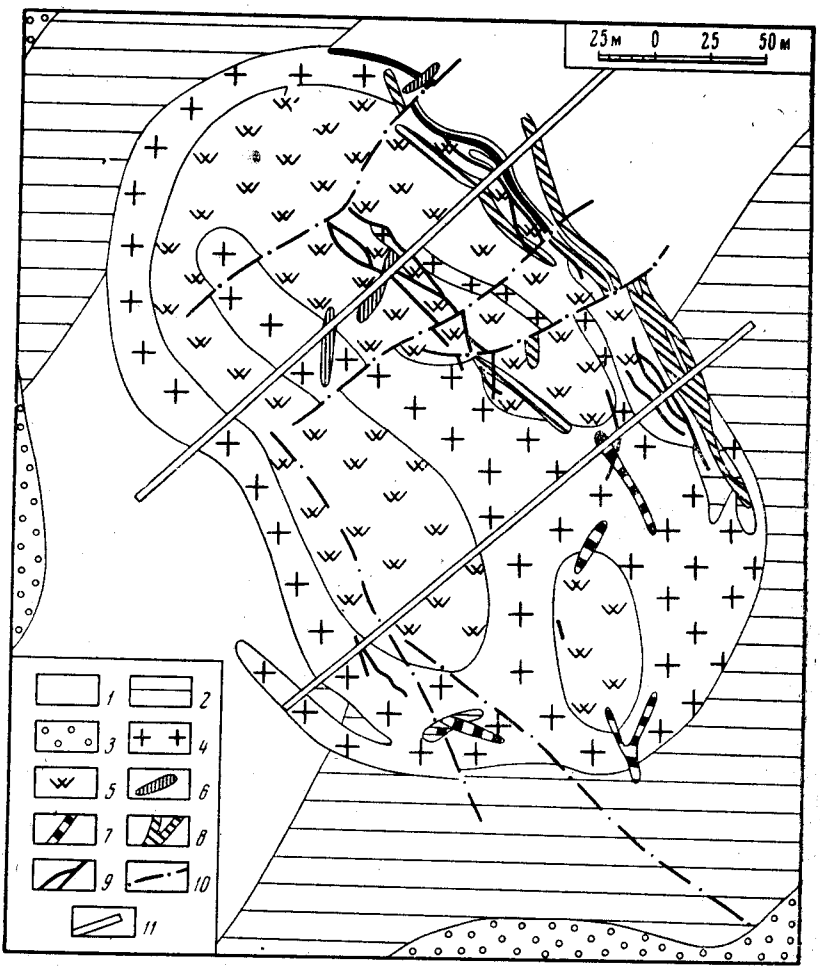


Рис. 21. Золотоносный субвулканический шток прииска Незаметного (по И. А. Пугачеву с добавлениями Ю. Н. Размахнина)

Ариаднинская свита: *1* — аргиллиты, *2* — разлинзованные глинистые сланцы, *3* — окварцованные алевропелиты, *4* — биотитовые гранит-порфиры, *5* — осветленные гранит-порфиры, *6* — дайки плагиоаплитов, *7* — дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, *8* — золотоносные кварцевые порфиры и фельзит-порфиры, *9* — золотоносные кварцевые жилы, *10* — сбросы; *11* — канавы

Спектральными анализами в описанных гранитоидах установлены элементы-примеси: Sr, Be, Zr, Y, P, Cu, Ga, Pb, V, Cr, Ni, редко Li, Sn, N.

Структура пород обычно гипидиоморфнозернистая, иногда монцонитовая и микропегматитовая. Для всех фаций характерно широкое распространение катакластических структур.

Возможно, что ко второй фазе позднепалеозойского комплекса принадлежат небольшие тела гранит-порфиров, кварцевых порфиров и фельзитов, отмеченные Е. А. Радкевич, Ю. Н. Размахниным и др. близ пос. Картун (рис. 21). Ю. Н. Размахнин считает эту интрузию субвул-

https://jurassica.ru/

каническим телом. Интрузия сложена преимущественно биотитовыми гранит-порфирами, в зоне эндоконтакта постепенно переходящими в фельзиты, фельзит-порфиры или кварцевые порфиры. В зоне экзоконтакта вмещающие породы не изменены. В строении массива можно увидеть признаки концентрической зональности.

Интрузивные породы третьей фазы

К третьей фазе позднепалеозойского интрузивного комплекса относятся небольшие тела розовых лейкократовых мелкозернистых гранитов, развитые в бассейне р. Угодинза (68), на левобережье р. Даубихеза (69), в бассейне р. Таежка и в ряде других мест, а также, видимо, интрузии троицких гранитоидов (70). По химическому составу граниты приближаются к гранитам среднего состава (по Дели), отличаясь от них повышенной щелочностью, меньшим количеством магния и кальция и несколько повышенным содержанием кремнекислоты. Акцессорные элементы: Be, Ba, Zr, Ga, Sn, Cu, Ni, Co.

Для гранитов характерен интенсивный контактовый метаморфизм. Алевролиты дунайской свиты (нижняя пермь) в зоне экзоконтакта шириной до 800 *м* ороговикованы. Кембрийские известняки на контакте с гранитами в бассейне р. Даубихеза (ключ Рубленый и др.) превращены в магнетитовые скарны. В связи с рассматриваемыми гранитами вмещающие вулканические породы перми подверглись интрузивной гранитизации. Это явление, выразившееся в порфиризации лав и туфов, описано Ю. Н. Размахниным (1963а, 1966). Он отмечает, что порфиризация (метасоматическая гранитизация) в этих породах иногда доходит до полного исчезновения первичных структур исходных вулканических образований и возникновения вторичных гранитов. Метасоматическим изменениям подверглись также и среднепалеозойские граниты Шмаковского массива, вмещающие интрузии позднепалеозойского комплекса.

Порфиризация отмечена в вулканитах и осадочных породах вдоль Даубихинской и Алчано-Матайской зон. Порфиризированные породы протягиваются с перерывами от широты г. Уссурийска на юге до бассейна р. Бикин на севере (свыше 300 *км*). Такого же типа породы установлены в районе пос. Славянка и у г. Находка. Ширина зон в той или иной степени порфиризированных пород, часто приуроченных к зонам швов — Западного Сихотэ-Алинского, Синкайского, Южно-Сихотэ-Алинского и др., достигает 30—40 *км*.

Внешним признаком порфиризированных пород является развитие в них порфирокластов полевых шпатов и кварца или совместно или порознь. Если в соседстве с порфиризированными породами кислого состава находятся породы основного ряда, то они также подвергаются альбитизации, калишпатизации, окварцеванию и биотитизации. При этом в порфиризованных породах широко развиты эпидот, актинолит, тремолит, хлорит, пренит, иногда апатит и сфен.

Альбитизации обычно подвергаются плагиоклазы, которые затем замещаются калиевым полевым шпатом. Последний замещает также биотизированные амфиболы и пироксены. Характерно, что порфирокласты калиевого полевого шпата и более позднего кварца, замещая указанные минералы и целые участки пород, имеют вместе с тем отчетливую тенденцию сосредоточиваться в промежутках между лейстами плагиоклаза порфирит-спилит-диабазовых пород. В результате получаются совершенно своеобразные породы, у которых в разной степени замещенные альбитом, калиевым полевым шпатом и кварцем перекрещивающиеся призмы плагиоклазов исходных основных и средних пород погружены в бластоидный субстрат гранитного состава.

https://rasmi.ru/

Кислые вулканиты и их сопровождающие туффиты и туфогенные песчаники и алевролиты в процессе порфиризации нередко преобразуются в гнейсовидные порфиробластические крупно-, порой, грубозернистые эпигранитты, иногда же возникают (по вулканитам) своеобразные аляскитовидные эпигенетические гранофиры (эпигранофиры). Часто бывает и так, что породы насыщаются лишь мелкой «сыпью» порфиробласт полевого шпата (микроклина, ортоклаза, адуляра, альбита, альбит-олигоклаза) и кварца, а основная ткань подвергается лишь слабой перекристаллизации. В отдельных случаях (у пос. Гончаровка) чередование порфиризированных вулканитов и мелких жил троицких гранитов создает подобие мигматитовых полей, а у поселков Подгорное и Преображенка в порфирит-спилит-диабазовых породах перми наблюдается развитие агматитов, очковых порфиробластических, ветвистых, сетчатых и других типов мигматитов.

Характерно, что появление в разрезе порфиризированных пермских вулканитов углистых пачек оставило следы подпруживания углями восходящих кислых растворов (возникли вторичные кварциты), в то время как ранее прошедший полевошпатовый порфиробластез развивался равномерно по всей углистой пачке. В рассматриваемом случае (по р. Измайлиха) каменные угли переслаиваются с порфиробластическими гранитами, возникшими здесь из вулканитов в результате их порфиризации. При этом порфировые импрегнации в углистые породы сопровождались, с одной стороны, отгонкой углистой пыли и, с другой, захватом ее порфиробластами кварца.

Интенсивнейший порфиробластез отразился и на среднепалеозойских шмаковских гранитах. У последних нередко первичные структуры подменены бластическими, и породы становятся близкими к очковым гнейсо-гранитам.

В тех случаях, когда ореольная полевошпатовая импрегнация вокруг троицких гранитов захватывала кристаллические сланцы древних ханкайских формаций, последние превращались в очковые гнейсы.

Накопившийся большой фактический материал свидетельствует о том, что упомянутые выше разломы в районах порфиризации были предварительно «залечены» пермскими вулканитами и лишь после этого прошел процесс порфиризации. Имеются также примеры проявления интенсивных тектонических движений перед порфиризацией. В этих случаях в пермских вулканогенно-осадочных отложениях развились мощные и протяженные зоны катаклаза и рассланцевания. Порфиризация подчеркнуто локализована в этих зонах и ее активность здесь возрастает, что особенно ярко прослеживается на примерах развития крупных порфиробласт калиевого полевого шпата плагиоклаза в основных и средних породах разреза.

Жильные породы

Жильные породы, сопровождающие позднепалеозойские интрузии в Даубихинской зоне, изучены слабее, чем в других зонах. Они представлены здесь немногочисленными дайками аплитов, мелкозернистых гранитов, диоритовых и диабазовых порфиритов. В большинстве своем эти дайки заключены в пределах позднепалеозойских интрузивных массивов, реже отмечаются вне массивов. В последнем случае они обнаруживают приуроченность к разрывным нарушениям и зонам повышенной трещиноватости пород. Мощность даек колеблется в пределах от нескольких сантиметров до 7—8 *м*. Контакты их, как правило, крутые, прямолинейные. Приконтактовые изменения макроскопически не выражаются, только иногда в эндоконтактах даек лампрофирового ряда от-

http://jurassica.ru/

мечаются осветление пород и плохо заметная полосчатость параллельно контакту.

Позднепалеозойский возраст перечисленных даек обусловливается тем, что они прорывают нижнепермские отложения, а галька их отмечается в конгломератах угодинзинской свиты (верхи верхней перми и верхний триас).

Бикинская зона

Позднепалеозойские интрузии в Бикинской зоне изучены слабо. В 1965 г. они были описаны Ф. Р. Лихтом, который отнес к ним гранитоиды Шивкинского массива (71) на водоразделе рек Бейцухе и Шивка, Бирушкинского массива (72), в верховьях р. Бирушка и Горбунского массива (78) в бассейне р. Горбун.

Шивкинский массив площадью около 15 *км*^{2} имеет овально вытянутую форму и ориентирован в меридиональном направлении согласно с зонами широко развитых разрывных нарушений, к которым он приурочен. В массиве резко преобладают биотитовые плагиограниты среднекристаллические с массивной текстурой. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рутил, монацит, гранат, шеелит. Структура гипидиоморфнозернистая. Вмещающими Шивкинский массив породами являются кремнистая толща средне-верхнекаменноугольного возраста, нижнелефинская алевролитовая толща и кремнисто-карбонатно-вулканогенные образования верхней перми.

Бирушкинский массив приурочен к ядру крупной антиклинальной складки, сложенной нижнепермскими отложениями. С юго-запада и северо-востока массив обрывается крупными разрывными нарушениями, а с юго-востока контактирует с породами верхней перми, сильно окварцованными в зоне контакта. Массив сложен однородными среднекристаллическими биотитовыми гранитами, в эндоконтакте переходящими в мелкозернистые порфировидные граниты. Эти породы в общем аналогичны гранитам Шивкинского массива. Основное отличие — в ином количественном соотношении минералов (резкое преобладание калиевых полевых шпатов над натровыми и меньшее количество кварца — до 35%).

Горбушинский массив, имеющий площадь около 180 *км*^{2}, тоже приурочен к ядру крупной антиклинали. Вмещающие породы (нижнепермская песчано-алевролитовая толща) интенсивно ороговикованы. Центральная часть массива сложена среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, в краевых частях постепенно переходящими в гранодиориты. Граниты петрографически аналогичны гранитам Бирушкинского массива; гранодиориты отличаются бóльшим количеством цветных минералов (до 20%), среди которых часто отмечается роговая обманка. Верхняя возрастная граница описанных интрузий не установлена, но петрографическое сходство их с позднепалеозойскими гранитами смежных территорий позволяют более или менее уверенно датировать их поздним палеозоем.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

В зоне Главного антиклинория позднепалеозойские интрузии распространены не так широко, как в ранее описанных районах. Изучали Ю. Н. Размахнин, В. Н. Силантьев, И. П. Черныш, А. И. Бурдэ, А. А. Асипов и др. По данным названных исследователей, выделяются интрузии среднего и основного состава (первая фаза) и интрузии гранитоидов (вторая фаза). При этом, вероятно, во вторую фазу здесь

http://jurassica.ru/

оказались включенными также интрузии третьей фазы других районов Приморья. Верхнепалеозойский возраст интрузий второй фазы остается проблематичным.

Интрузивные породы первой фазы

Интрузивные породы среднего и основного состава, принадлежащие первой фазе, слагают несколько массивов различных размеров. Наиболее крупные из них находятся в среднем течении р. Улахе (74) и среднем течении р. Бикин (75). Этим интрузиям свойственна удлиненная, возможно, пластообразная форма, значительная протяженность их по простиранию. Например, наиболее крупный массив в среднем течении р. Улахе (западнее устья р. Нотто) протягивается в северо-восточном направлении на расстояние более 40 *км* при ширине 2,5—5 *км*. Другие интрузии менее вытянуты по простиранию и имеют более изометричную форму.

Интрузии первой фазы сложены роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми габбро, габбро-диоритами, пироксенитами. Все эти породы имеют зеленовато-серую и темно-зеленую окраску, четко выраженную, полосчатую, реже массивную текстуру, мелко- и среднекристаллическую, габбровую, габбро-офитовую и офитовую структуры. Полосчатость в габброидах ориентирована согласно с простиранием складчатых структур. Все перечисленные разности связаны постепенными взаимопереходами.

Амфиболовое габбро распространено наиболее широко. В составе его преобладает зеленая роговая обманка (до 70%), содержащая реликты бурой роговой обманки или моноклинного пироксена. Зеленая роговая обманка часто интенсивно хлоритизирована и эпидотизирована. Плагиоклаз (андезин с лабрадором), составляющий 20—50%, интенсивно соссюритизирован. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, рудный минерал. Из вторичных отмечаются кварц, биотит, серпентин.

Габбро-диориты отличаются меньшим количеством цветных минералов (до 40% объема) и более кислым составом плагиоклаза (андезин).

Пироксениты отмечаются в краевых частях массивов, где образуют выходы длиной до нескольких сотен метров при ширине 50—100 *м*. Они состоят из моноклинного пироксена и редких зерен оливина. Для них характерно широкое развитие вторичных минералов: зеленой роговой обманки, серпентина, серпофита. Последний иногда замещает породу полностью, образуя серпентиниты.

Позднепалеозойский возраст описанных интрузий устанавливается на том основании, что эти интрузии прорывают пермские отложения Главного антиклинория, включая отложения ариаднинской свиты, а в районе с. Окраинка на габброидах залегают фаунистически охарактеризованные верхнепермские отложения.

Интрузивные породы второй фазы

Ко второй фазе позднепалеозойского интрузивного комплекса в зоне Главного антиклинория относится ряд массивов гранитов в бассейнах рек Улахе, Синанча, Татибе, Бикин. Они подробно описаны Ф. Н. Размахниным под названием татибе-синанчинского комплекса (76), куда входят Татибе-Синанчинская, Мадянская (77) и другие интрузии. Площадь наиболее крупного Татибе-Синанчинского массива достигает 200 *км*^{2}. Мадянский массив значительно меньше — около

https://jurassica.ru/

50 *км*^{2}. Другие интрузии обладают еще меньшими размерами. Все они вытянуты в северо-восточном направлении, в общем согласно с простиранием вмещающих толщ и Центрального структурного шва, к которому они пространственно тяготеют.

Татибе-синанчинские граниты представлены среднезернистыми, реже мелкозернистыми разностями. Крупно- и грубозернистые и порфировидные разности редки. Отмечены биотитовые, лейкократовые и аляскитовые граниты, весьма близкие по минеральному составу. Калиевый полевой шпат резко преобладает над плагиоклазом в лейкократовых гранитах, особенно в аляскитах. В биотитовых гранитах количество этих минералов примерно равное, калиевого полевого шпата немного больше. В аляскитах и лейкократовых гранитах первичный биотит присутствует в количестве не больше 0,5—6%, иногда его совсем нет. В биотитовых гранитах, кроме биотита, отмечается биотитизированная и хлоритизированная роговая обманка (1—2%). Акцессорные минералы: флюорит, апатит, циркон, ортит, ильменит, магнетит, изредка гранат. В искусственных шлихах, кроме того, отмечены молибденит, топаз, сфен, арсенопирит, пирит, халькопирит, анатаз, лимонит, реже касситерит, галенит, сфалерит и висмутин.

Структура пород гранитовая, гранулитовая, микропегматитовая, иногда монцонитовая. В катаклазированных гранитах распространены катакластическая и порфиробластическая структуры и гетерогенная бластокатакластическая. При этом отмечаются крупные скопления мелких зеленых чешуек вторичного биотита с серицитом, хлоритом и кварцем, иногда обособляющиеся в линейно вытянутые субпараллельные полосы, обтекающие реликты первичной породы и отдельных крупных зерен.

Калиевые полевые шпаты местами замещены альбитом, зерна которого иногда образуют каймы обрамления вокруг пертитизированного калиевого полевого шпата.

В гранитах часто проявлен кварцевый метасоматоз. Развиты идиобласты и ксенобласты кварца с мозаичным погасанием. Вторичный кварц часто образует графические вростки кварца в полевых шпатах. Возможно, подавляющая часть микропегматитовых структур в гранитах кристаллобластовая. Местами в результате окварцевания с развитием вторичных микропегматитовых структур образуются слабо оловоносные кварц-слюдистые грейзены (грейзены ключей Начального, Ветвистого и др.). Наряду с последними встречаются кварцитовидные граниты, практически не содержащие ни слюд, ни полевых шпатов (бассейн ключа Второго Санчихезского). Процессы фельдшпатизации, окварцевания, биотитизации и хлоритизации проявлены чаще всего вдоль сланцеватости или зон раздробления пород, что придает последним гнейсовидный облик.

Татибе-синанчинские граниты интенсивно метаморфизуют верхнепалеозойские осадочные породы. Ширина ореолов измененных пород обычно 0,5—1,0 *км*, иногда достигает 1—3 *км*. Кремнистые породы при метаморфизме переходят в кварциты с роговиковой структурой. Алевропелиты и глинистые породы преобразуются в роговики и роговиковые сланцы, содержащие скопления новообразований серицита, хлорита, биотита и кварца, и кварцево-слюдистые сланцы. В последних развиты биотит, хлорит с редкой примесью пироксенов, полевых шпатов и граната. Структура кварц-слюдистых сланцев микролепидобластовая и микрогранобластовая.

В поле распространения рассматриваемых гранитов присутствуют интрузии мелкозернистых гранитов, жилы и штокообразные тела которых обычно секут массивы описанных выше гранитов. В массиве уро-

http://jurassica.ru/

чища «Зеленая Фанза» (бассейн р. Иман, выше с. Картун) мелкозернистые граниты представлены в основном их биотит-роговообманковыми разностями. Некоторые разновидности этих гранитов со слабо зональным плагиоклазом иногда имеют перевес последнего над калиевым полевым шпатом, количество биотита возрастает до 10%, что приближает граниты к биотитовым гранодиоритам. Такими же породами сложен шток в верховье р. Татибе.

В массивах татибе-синанчинских гранитов и в их экзоконтактовых зонах имеются редкие жилы и шлиры аплитов, реже пегматитов. Последние иногда образуют шлировые выделения. В пределах Мадянского массива, расположенного на водоразделе рек Татибе и Бикин, описаны небольшие интрузивные тела и дайки порфировидных гранитов, аплитов, сиенитов и порфиритов, имеющих абсолютный возраст от 63 до 105 млн. лет (см. табл. 27) и, по-видимому, принадлежащих позднемеловому интрузивному комплексу.

Гранитам свойственна пересыщенность глиноземом. По химическому составу они близки к щелочным гранитам по Дели.

Гальки татибе-синанчинских гранитов были обнаружены в конгломератах одной из пачек татибинской толщи (верхняя пермь, чандалазский горизонт) и детально изучены А. Я. Гаазом в 1965 г. Им установлена идентичность вещественного и петрохимического состава гранитных галек и гранитов Мадянского массива. Таким образом, рассматриваемые граниты являются дочандалазскими. Нижний возрастной предел гранитов определяется их активным контактом с нижнепермскими отложениями (В. А. Никогосян, 1966 г.). Что касается абсолютного возраста татибе-синанчинских гранитов, то он сильно изменен широко развитыми наложенными метасоматическими процессами и потому не может служить достаточным обоснованием для суждений о времени внедрения.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ, СВЯЗАННЫЕ СО СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ ИНТРУЗИВНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

На Ханкайском массиве, в Южно-Приморской и Западно-Приморской зонах, т. е. в основных районах развития средне- и позднепалеозойских интрузий, широко развиты явления контактового метаморфизма, выраженного различными эндо- и экзоконтактовыми изменениями.

Эндоконтактовые изменения характеризуются переходом гранитов в гранит-порфиры с микропегматитовыми и пойкилитовыми структурами, повышением основности плагиоклазов. Иногда образуются гибридные породы, характеризующиеся увеличением основности или щелочности.

На контактах с габброидами граниты приобретают состав, приближающийся к диоритовым сиенитам. При внедрении в кварцевые диориты граниты приобретают микродиоритовую структуру, количество калиевого полевого шпата уменьшается, основность плагиоклаза, количество рудных и акцессорных минералов повышаются, появляются амфибол и хлорит.

Экзоконтактовый метаморфизм и контактово-метасоматические процессы наиболее детально изучены в Вознесенской подзоне Ханкайского массива. Контактовый метаморфизм, по М. Г. Руб, ведет к ороговикованию вмещающих пород, к образованию мраморизованных известняков и мраморов и магнезиальных — хондродитовых скарнов за счет доломитизированных известняков, а также кварц-серицитовых,

http://jurassic.ru/

кварц-биотитовых и хиастолитовых сланцев, филлитов, кварц-биотитовых и кварц-диопсидовых роговиков за счет песчано-сланцевых пород. Метасоматические процессы ведут к образованию биметасоматических магнезиально-известковых скарнов и разнообразных грейзенов. В ряде участков наблюдается наложение метасоматических процессов на контактовые.

Среди контактовых и метасоматических процессов наиболее широко развиты процессы грейзенизации, которой подвергаются как граниты и их дериваты, так и вмещающие песчано-сланцевые и карбонатные породы. Разнообразие состава контактовых и контактово-метасоматических пород находится в зависимости от состава первичноосадочных пород, а также от характера интрузий и связанных с ними постмагматических растворов.

Контактовые ореолы вокруг массивов, сложенных вознесенскими гранитами, имеют мощность от нескольких метров до 500 *м*. Наиболее мощные ореолы наблюдаются вокруг мелких массивов. На контакте с гранитами вмещающие осадочные породы превращены в узловатые кварц-серицитовые сланцы, биотитовые и хиастолитовые сланцы, филлиты, различные роговики. Кроме того, вмещающие породы в ряде участков грейзенизированы, а известняки скарнированы, флюоритизированы и превращены в слюдисто-флюоритовые руды. Степень изменения и количество минералов, содержащих легколетучие компоненты, постепенно уменьшаются по мере удаления от гранитных массивов. Аналогичные ореолы образуются вокруг даек кислых жильных пород, но мощность их не превышает 5 *м*, а обычно измеряется первыми десятками сантиметров.

Широко распространены скарны. Они наблюдаются на контактах известняков с гибридными породами и их жильной серией, с вознесенскими гранитами и их дериватами. Образование скарнов связано как с контактовым воздействием интрузий, так главным образом с постмагматическими процессами, причем последние нередко накладываются на ранее образованные скарны.

Геологическое положение скарновых тел определяет их форму и существенно влияет на вещественный состав. Так, скарновые тела, залегающие вдоль контактов известняков со сланцами, представляют собой относительно мощные (до сотни метров) пластовые залежи, которые постепенно, при удалении от осевой части складки, выклиниваются. На контактах известняков с гибридными породами и их жильной серией скарны залегают в виде прерывистых полос или линзообразных тел мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. На контакте известняков с вознесенскими гранитами и их дериватами скарны располагаются также в виде прерывистых полос мощностью от нескольких десятков сантиметров до 10—15 *м*.

По составу среди скарнов Вознесенской подзоны выделяются следующие разновидности: пироксеновые, гранатовые, пироксен-гранатовые, пироксен-скаполитовые, скаполитовые, гранат-пироксен-везувиановые, пироксен-везувиановые и хондродитовые.

ЮРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Интрузивные образования юрского возраста в Приморье распространены незначительно. В пределах Главного антиклинория они представлены мелкими (3—15 *км*^{2}) телами, сложенными разнообразными породами. Среди них наибольшее значение имеют щелочные породы, а также ассоциирующиеся с ними базиты и гипербазиты, иногда граниты и диориты.

http://jurassic.ru/

Наиболее типичные интрузии юрского возраста описаны в междуречье Сандо-Ваку и Тудо-Ваку (Саввиновская группа интрузий), а также близ с. Кокшаровка, в бассейне р. Пога и в других местах.

Саввиновская группа интрузий (78—80) представляет собой цепочку мелких (3—15 *км*²) массивов, сложенных габбро, перидотитами, кварцевыми диоритами, аляскитами и др. Цепочка этих массивов прослеживается в северо-восточном направлении на расстоянии 20 *км* из бассейна р. Тудо-Ваку в бассейн р. Сандо-Ваку. По В. К. Путинцеву, различные породы, слагающие массив, формировались неоднократно. Вначале, по-видимому, внедрялись перидотиты, затем габбро, в заключительные стадии образовывались аляскитовые граниты. Кварцевые диориты, встречающиеся в массивах, В. К. Путинцев считает гибридными, образовавшимися в результате ассимиляции гранитной магмой основных и ультраосновных пород. Описываемые интрузии сопровождаются титаномагнетит-ильменитовым и сульфидным медно-никелевым оруденением, генетически, по-видимому, связанным с ультраосновными и основными породами. Абсолютный возраст аляскитовых гранитов 140—150 млн. лет (по материалам Ю. Н. Размахнина).

На правобережье р. Сандо-Ваку (81—82) интрузии сложены щелочными сиенитами, альбитовыми сиенит-порфирами, альбититами, которые образуют многочисленные мелкие штоки и дайки и прорывают сланцы и алевролиты самаркинской свиты (средний — верхний карбон). На контакте с этими интрузиями образовались значительные поля эгириновых рибекитов и других роговиков. Для этих интрузий характерно проявление редкометальной минерализации. Пробы щелочных сиенитов показали абсолютный возраст 151 и 137 млн. лет (по данным Ю. Н. Размахнина).

Кокшаровская интрузия (83), расположенная в среднем течении р. Улахе, изучена М. Г. Руб, Б. Л. Залищаком, А. А. Толоком и др. Она имеет длину около 20 *км* при ширине около 1 *км*, образована главным образом пироксенитами, нефелиновыми сиенитами, тингуаитами, миаскитами и другими породами основного и щелочного состава.

Погский массив (84) расположен к востоку от Кокшаровской интрузии в верховьях р. Пога. Он образован нефелиновыми сиенитами, которые, по мнению М. Г. Руб (1960в), Г. К. Еременко и И. П. Макухиной (1962), Б. Л. Залищака и А. А. Толока (1962), формировались одновременно с эффузивами верхнеюрской погской свиты. Это доказывается петрохимическим сходством пород массива и эффузивов, а также тем, что породы погского массива встречены только в поле распространения вулканогенных образований верхнеюрского возраста. Кроме нефелиновых сиенитов, в строении Погского массива принимают участие также щелочные габбро. Погский массив несет редкометальную минерализацию и представляет собой платообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении на расстояние 5 *км* при ширине 0,2—0,8 *км*, падающее на северо-запад под углом 55°.

Вышеизложенное позволяет заключить, что юрская интрузивная деятельность, совпавшая по времени со средне- и позднеюрскими складчатыми движениями района, началась с продвижения в верхние зоны земной коры базит-ультрабазитовых расплавов, местами достигавших поверхности. Позже магматизм развивался по двум линиям. Одна из них представлена щелочными, нередко нефелинсодержащими породами (массивы с. Кокшаровка, р. Пога, р. Сандо-Ваку). Вторая линия включает формирование ультраосновных пород, габбро, кварцевых диоритов и аляскитов (Саввиновская группа массивов).

Краткая характеристика пород юрского интрузивного комплекса представляется следующим образом.

Пироксениты слагают главную часть Кокшаровского массива и встречаются в интрузиях Саввиновской группы. Среди них преобладают

http://jurassic.ru/

среднезернистые пироксениты, состоящие из титанистого авгита, перовскита и меланита. Часто обогащены титаномагнетитом и содержат шлиры и жилы мелкозернистых пироксенитов с большим количеством титаномагнетита. Пироксениты характеризуются повышенным содержанием окисей титана, железа и щелочей. По химическому составу пироксениты приближаются к якупирангитам. Характерные элементы-примеси: барий, стронций, цирконий, медь, цинк и другие. Как в средне-, так и в мелкозернистых пироксенитах наблюдаются участки с довольно высоким содержанием апатита (до 20—25%). Отмечены также грубозернистые и пегматоидные пироксениты, образовавшиеся в результате постмагматических процессов, и к которым приурочены месторождения вермикулита.

В краевых частях Кокшаровского массива, на контакте пироксенитов с вмещающими их песчано-сланцевыми породами наблюдаются участки, обогащенные сфеном (до 25—30%).

Нефелиновые сиениты состоят из нефелина, калиевого полевого шпата, альбита, роговой обманки. Акцессории представлены сфеном, апатитом и эвдиалитом. Особенностью химического состава является повышенное количество окиси натрия и алюминия. Постмагматические процессы развиты довольно интенсивно.

Местами в периферических частях Кокшаровского массива отмечаются авезакиты, обычно обогащенные сфеном. Возможно, что появление этих пород также связано с влиянием пироксенитов на вмещающие их песчано-сланцевые породы. Однако главная часть авезакитов образовалась позднее, при амфиболизации. Вероятно, несколько более поздними процессами являются установленные Б. Л. Залищаком локально проявленные эгиринизация и нефелинизация пироксенитов, альбитсодержащих щелочных пироксенитов и прожилков нефелина в пироксенитах.

Тешениты известны только в двух участках: в бассейне р. Лампахеза и ключа Калугина. Соотношение тешенитов с пироксенитами не установлено.

Перидотиты обнаружены в Саввиновской группе интрузий. По данным Р. А. Октябрьского и С. А. Щеки, перидотиты обычно в той или иной степени амфиболизированы. Они состоят из изометричных зерен диопсида и ксеноморфного оливина. Оба минерала часто окружаются крупными пластинами гиперстена. Редко встречаются зерна хлорита и ильменита. Все перечисленные минералы замещаются бесцветным паргаситом и оранжево-желтым флогопитом.

Среди основных пород наибольшее распространение имеют амфиболизированные ильменитовые и роговообманковые габбро. В ильменитовых габбро присутствуют пироксен (от 17 до 51%), керсутит (3—5%, иногда до 18%), зеленая роговая обманка (31—43%), рудные минералы (10—25%), плагиоклаз (5—35%), апатит (до 2%). В амфиболовом габбро пироксен отсутствует, в породе появляется актинолит (до 5%), увеличивается содержание зеленой роговой обманки (до 53%) и плагиоклаза (до 42%).

Щелочные сиениты бассейнов рек Сандо-Ваку и Тудо-Ваку были обнаружены в 1956 г. Б. Н. Марчуком и изучались Б. Л. Залищак (1963 г.). Они образуют небольшие тела, иногда довольно сложной формы. Это средне- и грубозернистые массивные или трахитоидные породы, состоящие из калиевого полевого шпата, шахматного и пятнистого альбита и неправильных по форме сростков лучистых (нередко волосовидных) кристаллов эгирина и щелочных амфиболов. В незначительном количестве присутствует биотит. Акцессорные минералы: апатит, ильменорутил, титаномагнетит и некоторые другие. Такой со-

https://jurassic.ru/

став пород обусловлен изменением их в процессе щелочного метасоматоза. Местами щелочные сиениты постепенно переходят в альбититы. Более поздние гидротермальные изменения щелочных сиенитов проявлены местами в виде интенсивной мусковитизации и серицитизации, сопровождающихся вкрапленностью сульфидов, главным образом пирита. С самой низкотемпературной стадией связано замещение сиенитов и альбититов опалом.

Альбитовые сиенит-порфиры встречаются в массивах р. Сандо-Ваку в виде редких маломощных жил и представляют собой метасоматически измененные (альбитизированные) щелочные сиенит-порфиры. Это лейкократовые породы, состоящие на 90—95% из альбита, образующего идиоморфные кристаллы как во вкрапленниках, так и в основной массе. Порфировые выделения составляют 50—70% объема породы. Микрокристаллическая основная масса из альбита, биотита, мусковита, хлорита, эпидота, акцессорных (апатита, титаномагнетита и циркона) выполняет узкие промежутки между вкрапленниками. Изредка наблюдаются микроклин и микроклин-пертит в виде неправильных участков в альбите, а также биотит и рибекит. В альбитовых сиенит-порфирах, как и в щелочных сиенитах, местами интенсивно проявлена мусковитизация и серицитизация.

Альбититы, встреченные в бассейне р. Сандо-Ваку, представляют собой зернистые (от микро- до грубозернистых) совершенно белые породы, состоящие из шахматного и пятнистого альбита, скоплений апатита, ильменорутила и других минералов. Характерны постепенные взаимопереходы как вкрест простирания, так и по простиранию между жилами альбититов и вмещающими их породами через серии более мелких ветвящихся жил и неправильных выделений альбита различной густоты. Такие зоны перехода, широко распространенные, получили название зон альбитизации. В них наблюдаются брекчиевидные и катакластические структуры со следами замещения подвергающихся дроблению пород. Частично альбититы, несомненно, являются метасоматическими образованиями, заместившими участки роговиков, сиенитов и других пород. В контактах альбититов и даек некоторых основных пород проявился метасоматоз с привносом бора, фосфора и других элементов. Здесь образуются метасоматические зоны, обогащенные биотитом, магнетитом, апатитом, турмалином и сульфидами.

Нефелиновые сиениты представляют собой массивные или трахитоидные грубозернистые породы с четкой гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из нефелина (20—30%), калинатровых полевых шпатов (60—70%), цветных минералов (зонального эгирин-авгита, подчиненных арфведсонита и биотита, 10—20%) и акцессорных минералов — сфена, ильменита, титаномагнетита, циркона и апатита. В переменных количествах присутствуют вторичные минералы: содалит, натролит, альбит, либенерит, анальцим. В связи с зеленокаменным изменением развиваются альбит, серицит, мусковит, топаз, хлориты, эпидоты, лейкоксен, сульфиды, кальцит, гейландит, кварц. Нефелиновые сиениты типа фойяитов, тингуаитов, миаскитов, пегматоидных нефелиновых сиенитов внедрялись во вторую фазу становления Кокшаровской интрузии. Возможно, тингуаиты следует относить к третьей интрузивной фазе. Нефелиновые сиениты отмечены также в Погском массиве.

Дайки и небольшие штокообразные тела нефелиновых сиенитов типа фойяитов и тингуаитов (местами с эвдиалитом) пересекают пироксениты первой фазы Кокшаровской интрузии. Мощность даек колеблется от нескольких сантиметров до 5—6 *м*, простирание субширотное или северо-восточное, реже северо-западное. Контакты даек тингуаитов и нефелиновых сиенитов с пироксенитами обычно резкие,

http://jurassic.ru/

иногда наблюдаются зоны закалки. В ряде случаев на контакте в пироксенитах проявляется щелочной метасоматоз, выражающийся в замещении пироксенов щелочной роговой обманкой и биотитом.

Максимальное количество даек нефелинсодержащих пород самого разнообразного состава приурочено к юго-западной части Кокшаровского массива, где, вероятно, вскрываются апикальные части нефелиновых сиенитов. Здесь отмечено пересечение среднезернистых нефелиновых сиенитов дайками тингуаитов. Контакт между ними резкий.

В пределах Кокшаровского массива, вблизи даек нефелинсодержащих пород, в пироксенитах обнаружено вермикулитовое месторождение. Образование биотита, переходящего впоследствии в вермикулит, связано, вероятно, как и натровый метасоматоз, с постмагматической деятельностью, сопровождающей интрузии щелочных пород. Благоприятными структурами были сколовые трещины субширотного простирания, к которым приурочено максимальное количество слюды.

Интересно, что в зонах, обогащенных биотитом, наблюдаются пегматоидные разности пироксенитов (размер кристаллов пироксена достигает 10 *см*), возникшие, вероятно, метасоматическим путем в результате перекристаллизации среднезернистых пироксенитов под воздействием летучих.

Химический состав пироксенитов и нефелинсодержащих пород юрского интрузивного комплекса приведен в табл. 26.

Массивы зеленокаменноизмененных щелочных габброидов расположены по обе стороны Погского массива нефелиновых сиенитов на расстоянии 0,5—1 *км* от него. Если последний находится в ядре антиклинальной структуры среди верхнепалеозойских отложений, то массивы габброидов располагаются в ее крыльях, в пределах выходов триасовых отложений. Они слагают плитообразные тела, приуроченные к серии северо-восточных разломов с падением на северо-запад. Размеры их различны и достигают 7 $км^2$.

Первичный состав габброидов существенно изменился, поэтому судить о первичной щелочности этих пород не представляется возможным. Среди них установлены биотитовые габбро, авгит-амфиболовые породы, полосчатые и массивные альбит-авгит-амфиболовые породы, пегматиты и альбититы, а также широко развитые катаклазиты и милониты. В состав этих пород входят следующие минералы: деанортитизированный плагиоклаз, авгит, зелено-бурая роговая обманка, биотит, амфиболы ряда актинолит—тремолит и их натрийсодержащие разновидности, минералы ряда эпидот—клиноцоизит, хлориты, пренит, серицит—мусковит, шахматный альбит, адуляр, цеолиты, кальцит, кварц в качестве примеси, а также, иногда в значительных количествах, ильменит, апатит, сфен, лейкоксен, сульфиды, а в пегматитах и альбититах циркон. Спектральным анализом в зеленокаменноизмененных габброидах установлены следующие элементы-примеси: бериллий, барий, стронций, цирконий, лантан, церий, олово, галлий, ванадий, медь, никель, марганец, хром. Химический состав зеленокаменноизмененного габбро приведен в табл. 26.

Щелочные базальтоиды верховьев р. Синяя Ноттинская образуют экструзивные тела невыясненной формы и многочисленные жилы, развитые также в теле Погского массива. Аналогичные породы известны в бассейнах рек Сыдагоу и Сандагоу, где они впервые были обнаружены И. П. Макухиной, Ю. П. Билюк.

Рассматриваемые породы подверглись зеленокаменному изменению и поэтому первичный состав их не всегда может быть выяснен. Часть выходов щелочных базальтоидов, возможно, принадлежит эффузивно-покровным образованиям (погской свите верхнеюрского возраста).

http://jurassic.ru/

Таблица 26

Химический состав ультраосновных и щелочных пород юрского интрузивного комплекса (в %)

Компоненты	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
SiO_2	31,37	44,88	42,17	38,89	56,60	58,09	57,59	51,16	55,82	54,89	53,09	49,76	57,39	63,38	53,54	50,76	36,80
TiO_2	7,22	3,26	2,86	2,14	0,07	0,36	0,27	0,35	0,37	1,29	0,76	1,28	0,71	1,51	6,90	0,76	5,60
Al_2O_3	2,86	2,26	9,36	23,91	23,23	22,04	21,48	23,25	23,95	18,26	22,03	20,78	22,56	18,36	16,50	18,73	15,76
Fe_2O_3	18,20	7,16	5,40	4,91	1,23	2,73	2,54	1,94	1,87	2,52	1,36	4,19	1,65	1,38	2,89	2,82	5,61
FeO	6,06	7,74	9,16	4,40	1,39	1,69	2,00	1,95	1,05	4,08	4,26	1,14	3,38	2,90	0,72	5,25	6,03
MnO	0,17	0,17	0,22	0,15	0,04	0,14	0,21	0,04	0,02	0,16	0,11	0,26	0,24	0,76	1,95	0,28	0,28
MgO	9,30	12,60	0,43	2,06	0,52	0,80	0,34	0,49	1,11	1,20	1,12	0,72	0,56	0,61	0,94	6,96	7,89
CaO	22,33	19,54	21,63	9,49	0,48	0,60	0,71	1,65	0,60	3,70	1,95	2,08	1,40	1,08	8,03	5,76	11,30
Na_2O	1,32	0,61	0,83	8,74	11,34	8,73	12,38	11,18	8,84	6,60	9,16	11,11	6,32	8,30	6,71	1,21	1,18
K_2O	0,71	0,06	0,07	2,98	4,83	3,13	2,14	5,72	4,65	5,32	3,61	4,63	3,25	Нет	Нет	3,79	2,94
P_2O_5	—	0,01	0,53	—	0,01	—	0,01	0,04	—	0,25	0,16	0,08	Нет	Нет	0,09	0,06	0,07
CO_2	—	0,51	0,12	—	0,20	—	0,62	0,70	—	0,85	1,15	—	—	—	—	—	—
SO_3	—	0,07	—	—	0,02	—	0,02	0,03	—	0,07	0,14	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	Нет	—	—	–	0,80	0,80	—	0,31	0,21	—	—	—	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	0,22	0,16	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	0,05	Cl—0,92	—	—	—	—	—
H_2O^+	—	0,74	0,36	—	0,84	—	0,31	1,34	—	—	—	0,03	0,06	0,06	0,8	—	—
H_2O^-	0,12	0,36	0,60	0,07	0,10	0,10	0,04	Нет	0,18	0,86	1,41	2,81	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,82	—	—	2,58	—	2,04	—	—	1,08	0,18	0,22	—	1,84	0,62	1,00	3,59	7,66
Сумма	100,48	99,97	99,84	100,32	100,90	100,45	100,66	100,77	99,54	100,84	100,95	99,7	99,36	98,96	100,07	99,97	101,12

60, 61 — перовскитовые пироксениты, массив Кокшаровский; 62 — якупирангит, там же; 63 — ийолит, там же; 64, 65 — эгириновые нефелиновые сиениты, там же; 66 — эвдиалитовый луяврит, там же; 67 — эгириновый конкринитовый сиенит, там же; 68 — биотит-эгириновый нефелиновый сиенит, там же; 69 — роговообманковый нефелиновый сиенит, там же; 70 — миаскит, там же; 71 — фойяит, массив Погский; 72 — альбитизированный фойясит, там же; 73 — альбитит, там же; 74 — титанитовый альбитит, там же; 75 — зеленокаменноизмененное габбро, бассейн р. Малая Пога; 76 — монгихит, верховья р. Синяя Ноттинская. По данным Б. Л. Залищака, М. Г. Руб, А. А. Толока, А. М. Материковой.

https://jurassic.ru/

Среди щелочных базальтоидов установлены мончикиты, эссексит-шонкиниты, тешениты, эссексит-диабазы, а также наиболее часто встречающиеся зеленокаменноизмененные разности этих пород.

Амфибол-биотитовые мончикиты представляют собой темные порфировые породы, состоящие из титанистого авгита (30%), биотита (20%), баркевикита (10%), анальцима (20%), титаномагнетита (15%), апатита (5%), примеси эгирина и рибекита и вторичных минералов — кальцита, хлорита и лейкоксена. Вкрапленники (около 30%) представлены титанистым авгитом, биотитом и баркевикитом. По-видимому, аналогичный состав имели жилы, полностью замещенные хлоритом, актинолитом, кальцитом, магнетитом и лейкоксеном. В них иногда сохраняются первичная порфировая структура, биотит, апатит и титаномагнетит.

Эссексит-диабазы, тешениты и эссексит-шонкиниты характеризуются присутствием плагиоклаза и калиевого полевого шпата, гипидиоморфнозернистыми и диабазово-офитовыми структурами. Спектральным анализом в щелочных базальтоидах установлены те же элементы-примеси, что и в нефелиновых сиенитах Погского массива.

Интрузивные породы юрского комплекса подверглись весьма существенным постмагматическим изменениям, в связи с чем в некоторых случаях породы полностью теряют первичные признаки. Лучше всего постмагматические образования, сопровождающие ультраосновные и щелочные горные породы юрского комплекса, изучены у с. Кокшаровки и в бассейне р. Пога.

В пределах Кокшаровского массива широко развитые постмагматические процессы проявляются в альбитизации и эгиринизации главным образом нефелиновых сиенитов и тингуаитов, а также в амфиболизации, биотитизации и карбонатизации пироксенитов. Намечается определенная последовательность постмагматических процессов: наиболее ранним является натровый метасоматоз, сменяющийся калиевым, а последний в свою очередь вновь натровым. Наиболее поздним является кальциевый метасоматоз.

Натровый метасоматоз наиболее интенсивно проявился в нефелиновых сиенитах и тингуаитах и привел к образованию эгирин-альбитовых пород и альбититов.

Калиевый метасоматоз особенно интенсивно проявился в пироксенитах и привел к образованию вермикулита. Растворы, которые привносили калий, вероятно, были богаты летучими, вызывавшими интенсивную перекристаллизацию пироксенитов от мелко- и среднезернистых до грубозернистых и пегматоидных, а местами гигантокристаллических. Наблюдающаяся в пределах Кокшаровского массива амфиболизация предшествует биотитизации либо происходит почти одновременно с ней. Выделяющийся при биотитизации пироксенитов кальций в основном выносился и, накапливаясь, приводил к образованию карбонатитов, которые пока вскрыты только в нескольких участках, но имеют, вероятно, более широкое распространение.

Процесс постмагматического изменения щелочных пород Погского массива разделяется на два этапа. Первый (щелочный автометасоматоз) обусловлен проникновением растворов, связанных с формированием нефелиновых сиенитов. Второй этап (зеленокаменное изменение) относится, очевидно, к верхнемеловому — третичному времени и связан с внедрением гранитоидов.

Автометасоматоз в нефелиновых сиенитах выразился в замещении нефелина содалитом, микроклин-альбитом и в развитии игольчатых агрегатов эгирина. К более поздним стадиям этого процесса относится

http://jurassic.ru/

альбитизация пегматитов, образование жильных и метасоматических альбититов и, наконец, развитие натролита и либенерита.

Процесс зеленокаменного изменения нефелиновых сиенитов, сопровождавшийся явлениями катаклаза, разделяется на следующие стадии: 1) собственно зеленокаменное изменение с развитием серицита, мусковита, топаза, хлоритов, альбита, эпидотов и лейкоксена; 2) карбонатизация с образованием прожилков кальцита, эпидота, альбита и хлорита, 3) цеолитизация с образованием прожилков и друз гейландита не только в нефелиновых сиенитах, но и в перекрывающих их эффузивах дорофеевской свиты.

Приконтактовые изменения вмещающих пород неодинаковы для различных массивов, но в то же время обладают определенным сходством.

Кокшаровская интрузия имеет весьма четко выраженный приконтактовый ореол. В непосредственной близости от массива и на расстоянии от него до 40—50 *м* вмещающие осадочные породы превращены в роговики, в которых иногда сохраняется сланцеватая текстура. По мере удаления от контакта роговики сменяются менее измененными породами, представленными ороговикованными песчаниками и филлитизированными сланцами, и на расстоянии 500—600 *м* наблюдаются слабо ороговикованные песчаники и сланцы с узловатой или пятнистой текстурой.

В экзоконтакте Погского массива метаморфизм во вмещающих нефелиновые сиениты вулканогенно-осадочных отложениях проявлен очень слабо. Следы этого метаморфизма были уничтожены более поздним зеленокаменным изменением вмещающих пород и самих нефелиновых сиенитов. Непосредственно у контакта во вмещающих породах установлена зона закалки шириной в несколько сантиметров. Контактовый ореол имеет ширину в несколько метров. Породы в этой зоне характеризуются роговиковой структурой и, видимо, имеют состав обычных роговиков.

Интересные материалы получены по приконтактовому метаморфизму интрузии бассейна р. Сандо-Ваку.

Вокруг массива установлен широкий (до 5 *км*) ореол контактовых роговиков и ороговикованных песчано-глинистых пород с характерными для них парагенезисами минералов. Весьма характерна для роговиков пятнистая текстура, обусловленная развитием вблизи трещин зон альбитизации, хлоритизации и эпидотизации, которые имеют светлую зеленовато-серую окраску, резко выделяющуюся на темном фоне.

Среди роговиков, представляющих собой тонко- и мелкозернистые серые породы, в которых сохранилась текстура первичных осадочных пород, наиболее распространены амфибол-пироксеновые роговики по ранее образованным контактовым биотитсодержащим пелитовым и кварц-полевошпатовым роговикам.

Если образование контактовых биотитсодержащих роговиков связано с контактовым метаморфизмом более ранней интрузии гранитов, то образование амфибол-пироксеновых роговиков связано с интрузией щелочных сиенитов. Роговики состоят из альбита, амфиболов ряда актинолит—тремолит, моноклинного пироксена, близкого к диопсиду, эпидота, кварца, подчиненных апатита, титаномагнетита, биотита и биотитоподобных слюд, хлорита, мусковита и серицита, карбоната, сфена и лейкоксена, щелочных амфиболов, граната, ортита, сфалерита, галенита, халькопирита, пирита и других минералов.

Среди группы амфибол-пироксеновых роговиков по минеральным парагенезисам выделяется ряд типов, из которых наибольшее распро-

https://jurassica.ru/

странение имеют альбитсодержащие амфиболовые, пироксен-эпидот-амфиболовые, пироксен-амфиболовые и пироксен-эпидотовые роговики с кварцем или без него. Особенностью структур этих роговиков является их гетеробластовый характер. Появление роговиков с актинолитовым амфиболом и эпидотом обусловлено развитием этих минералов по пироксену в более поздний период. В более позднюю стадию по сравнению с ороговикованием протекали процессы щелочного метасоматоза, захватившие как вмещающие, так и интрузивные породы.

Щелочной метасоматоз особенно широко проявлен в биотитсодержащих и амфибол-пироксеновых роговиках, причем наиболее интенсивное метасоматическое изменение их связано с жилами альбититов и зонами альбитизации. Эти щелочные метасоматиты могут быть разделены по составу на две группы: щелочно-амфиболовые и эгириновые. Между ними наблюдаются постепенные переходы и соответственно выделяются промежуточные эгирин-щелочно-амфиболовые разновидности. Щелочные метасоматиты являются тонко- и мелкозернистыми, массивными или сланцеватыми темными породами. Щелочно-амфиболовые метасоматиты имеют ясный синий оттенок, а эгириновые — зеленый. Они состоят из альбита, щелочного амфибола (ряд глаукофан — кроссит — рибекит), эгирина, в меньшей мере биотита, титаномагнетита, апатита, актинолитового амфибола, моноклинного пироксена, эпидота, мусковита и серицита, хлорита, кварца, карбоната, сфена и лейкоксена, ортита, ильменорутила и других минералов.

К щелочным метасоматитам приурочены зоны альбитизации, которые представляют собой участки с многочисленными ветвящимися прожилками и неправильными агрегатами альбита. Эти зоны занимают промежуточное положение между альбититами и щелочными метасоматитами.

В щелочных метасоматитах, как и в амфибол-пироксеновых роговиках, к зонам повышенной трещиноватости приурочена вкрапленность сфалерита и других сульфидов. Образование сульфидов, кварца, мусковита и серицита, а также редких прожилков карбоната и флюорита связано с более поздними стадиями гидротермального процесса. Отложение этих минералов приурочено к определенным зонам и иногда в значительных количествах, при этом отложение сульфидов, главным образом сфалерита, галенита и кварца, происходит в амфибол-пироксеновых роговиках и щелочных метасоматитах, а слюды, сопровождаемые обычно вкрапленностью пирита, развиваются в альбититах и альбитизированных щелочных сиенитах.

К самым поздним процессам, вероятно, эндогенного характера относится замещение по узким зонам альбититов и щелочных сиенитов опалом.

В рассматриваемом щелочном комплексе установлена определенная зональность в распределении тех или иных образований от центра к периферии. Если принять участок интенсивного щелочного метасоматоза за центр, то с удалением от него щелочные метасоматиты постепенно сменяются амфибол-пироксеновыми роговиками, в которых жилы альбитов еще имеют широкое распространение. Затем начинают количественно преобладать биотитсодержащие роговики, где альбитизация проявлена уже слабо, в виде тонких прожилков и осветленных участков около них. В этой зоне широко распространены пятнистые текстуры. При достаточном удалении от рассматриваемого участка почти исчезает пятнистость (или проявляется локально) и породы имеют однообразную темную окраску с характерным сиреневым оттенком.

Приконтактовые изменения осадочных горных пород, вмещающих саввиновские интрузии, незначительны. Контактовый ореол во вмещаю-

http://jurassica.ru/

щих массивы песчано-глинистых отложениях не превышает первых десятков метров и выражен более или менее интенсивной биотитизацией пород без существенной их перекристаллизации.

Постмагматические изменения, кроме альбитизации, выражены в мусковитизации и серицитизации полевых шпатов, хлоритизации цветных минералов, местами в окварцевании и появлении более или менее густой вкрапленности сульфидов, главным образом пирита. Местами наблюдаются зоны сахаровидных альбититов и зоны катаклаза.

Время формирования интрузий щелочных и основных горных пород, описанных выше, большинством геологов принимается как среднепозднеюрское. Основанием для этого служат следующие факты.

Қокшаровский массив прорывает и метаморфизует вулканогенно-осадочные отложения верхнего палеозоя (карбона и нижней перми), и его нижняя возрастная граница определяется достаточно четко как поздняя пермь. Верхнюю возрастную границу, к сожалению, точно определить нельзя, так как в исследованном районе не обнаружено мезозойских осадочных отложений. Ранее по аналогии с ультраосновными породами, расположенными к северо-востоку от Қокшаровского массива в пределах Центрального Сихотэ-Алинского структурного шва (районы рек Қафэ, Қатэн, Сукпай и др.), верхняя возрастная граница массива определялась поздним мелом на основании того, что ультраосновные породы в среднем течении р. Қафэ прорывают и метаморфизуют охарактеризованные флорой нижнемеловые отложения.

Однако определение абсолютного возраста описываемых пироксенитов (лаборатория ИГЕМ АН СССР, Л. Л. Шанин) аргоновым методом по биотиту, отобранному из пироксенитов, дало 139 млн. лет, что соответствует верхней юре. При параллельном определении абсолютного возраста по нефелину из тингуаитов получены близкие цифры — 135—145 млн. лет.

Определение абсолютного возраста нефелиновых сиенитов, произведенное в 1954 г. Н. И. Полевой во ВСЕГЕИ также аргоновым методом, но не по минералам, а по породе, показало 160 млн. лет, что соответствует верхам средней юры.

Возраст интрузивных пород Погского массива определяется следующими геологическими данными. Массивы зеленокаменноизмененных габброидов прорывают верхнетриасовые отложения и в свою очередь прорваны жилами щелочных базальтоидов юрского возраста. Нефелиновые сиениты метаморфизуют верхнепалеозойские отложения, прорваны жилами щелочных базальтоидов юрского возраста, а также перекрыты эффузивами дорофеевской свиты сенон-датского возраста. Устанавливается петрохимическое родство щелочных пород Погского и Қокшаровского массивов с базальтоидными породами погской свиты, имеющей верхнеюрский возраст.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Первые сведения о меловых и палеогеновых интрузиях появляются в первой четверти XX в. (Вейгель, 1914; Преображенский, 1930). Систематическое исследование их было начато в тридцатых годах (Г. П. Воларович, П. С. Бернштейн и др.). В сороковых и начале пятидесятых годов специальные петрографические исследования проводили: М. А. Фаворская, Ф. Қ. Шипулин, М. Г. Руб, В. Қ. Путинцев, З. В. Сидоренко, Э. П. Изох и др. Многочисленные данные по позднемеловым интрузиям приводят геологи А. А. Асипов, Н. А. Беляевский, И. И. Берсенев, Ю. П. Бидюк, А. И. Бурдэ, Б. И. Васильев, Ю. М. Вдовин, Ю. Я. Громов, Е. Д. Касьян, Ю. А. Иванов, Ф. Р. Лихт, В. Г. Плахот-

https://rasmi.ru/

ник, Ю. Н. Размахнин, Г. Р. Рошкован, В. И. Рыбалко, А. И. Савченко, С. М. Тащи, В. И. Фрейдин, Б. Я. Черныш и др.

Позднемеловой интрузивный комплекс разделяется на три разновозрастные интрузивные серии: татибинскую (сенон?), бачелазскую (сенон—дат) и приморскую (дат). Ранее татибинскую и бачелазскую серии объединяли под общим названием позднемеловых интрузий и считали сенон-датскими, а приморскую — палеоцен-эоценовой. Изменение определения возраста приморской серии связано с уточнением представлений о возрасте вмещающих их эффузивов. Каждая серия состоит из ряда последовательных фаз, сопровождающихся комплексом жильных производных. Сведения о различных комплексах жильных производных татибинской и бачелазской серий недостаточны, чтобы дать им раздельную характеристику, в связи с чем они описаны совместно.

Татибинская интрузивная серия (сенон?)

Интрузии татибинской серии преимущественно распространены в зонах Западного и Центрального швов и в прилегающих к последнему краевых частях Главного антиклинория и Главного синклинория (см. рис. 19). В Главном синклинории они располагаются в основном в бассейне р. Татибе, концентрируясь внутри и вблизи внутригеосинклинального поднятия, сложенного поздним палеозоем и ранним средним мезозоем. Вопрос о наличии этих интрузий в Прибрежном антиклинории сейчас не изучен, хотя присутствие их в нем весьма вероятно. Несколько интрузий татибинской серии отмечено в Южном Приморье.

Интрузии татибинской серии образуют крупные многофазные тела, в некоторых случаях — единые тела с интрузиями бачелазской серии (Ямутинзинский, Вангоуский и другие массивы). Интрузии татибинской серии прорывают сеноман-туронские отложения с фауной иноцерамов (Ямутинзинский массив в бассейне р. Иман, Вангоуский массив в бассейне р. Вангоу и др.). Верхняя возрастная граница их менее определенна. В бассейне р. Янмутьхоуза на интрузии диоритов, которые можно относить к татибинской серии, налегают позднесенонские эффузивы. Сходные данные имеются по району г. Сучана. Соотношение кислых интрузий с эффузивами в настоящее время не известно. Данные определений абсолютного возраста в общем указывают на более древний возраст гранитов татибинской серии, чем бачелазской (табл. 27). В связи с этим с некоторой долей условности для татибинской серии принимается сенонский возраст (скорее всего раннесенонский).

Интрузии татибинской серии внедряются в две фазы: I — кварцевые диориты, монцонито-диориты, гранодиориты, II — гранодиориты, граниты. Часто эти фазы сливаются в одну, реже разделяются на подфазы. Каждая фаза сопровождается комплексом даек.

Описание интрузий

Пиданский массив (85), по А. Р. Спицыну, В. К. Путинцеву и Б. Д. Чемерису, занимает водораздельную часть хребта Пидан в пределах Пиданской брахисинклинали, сложенной юрскими и меловыми песчано-глинистыми образованиями. Массив имеет куполовидную форму с плавными очертаниями. Контакты в восточной части крутые (60—90°), в западной более пологие (до 30—45°). Площадь около 100 *км*². Центральная часть массива сложена средне- и крупнозернистыми роговообманковыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами (70—80% площади) с редкими биотитовыми шлирами; краевая зона шириной 0,1—1,2 *км* составлена среднезернистыми гранодиоритами с большим количеством беспорядочно расположенных ксенолитов габбро-диоритов и сиенит-диоритов до 20—30 *см* в поперечнике.

http://jurassica.ru/

Таблица 27

Абсолютный возраст позднемеловых интрузивных пород

№ проб	Название породы	Места отбора проб	K, %	$K^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	Ar^{40}/K^{40}	Возраст в млн. лет
14	Гранодиорит	Самурская интрузия	3,66	44,65	0,301	0,0069	120
1	Гранит биотитовый	Байлазская интрузия	3,31	40,38	0,176	0,0044	78
2	То же	»	3,44	41,97	0,244	0,0058	102
1	Гранит	Пиданский массив	1,78	21,72	0,121	0,0056	98
4305	Гранодиорит	»	1,88	22,94	0,103	0,045	79
2622	Гранит	»	2,59	31,60	0,145	0,0046	81
1	Гранодиорит	Ямутинзинский массив	2,61	31,84	0,200	0,0066	115
2	Гранит-порфир	»	3,97	48,43	0,192	0,004	70,0
728	Гранит биотитовый	Река Татибе	2,40	29,28	0,184	0,0063	110
1	Аплит	Татибинский массив	3,86	47,09	0,252	0,0054	95
5	Одинит	»	2,49	30,38	0,144	0,0048	84
4	Гранит	»	3,79	46,24	0,300	0,0064	112
282-В	»	Верховье ключа Герасимова	3,11	37,94	0,209	0,0055	96
4174	»	Река Ийолинза	3,88	47,34	0,225	0,0048	84
1803	»	Ключ Радионов	4,10	50,02	0,258	0,0052	91
2555-А	»	Река Янмутьхоуза	4,72	57,58	0,271	0,0047	82
2	»	Ключ Лозовый	2,83	34,42	0,243	0,0071	124
7103	»	Гора Черный Куст	3,10	37,82	0,230	0,0067	107
2194	Щелочной гранит	Село Хмельницкое	3,72	45,38	0,197	0,0043	76
249-в	Гранит	Ключ Первый, бассейн р. Сучан	3,93	47,95	0,230	0,0048	84
249-г	»	Ключ Лозовый	4,47	54,53	0,290	0,0053	93
4612	Гранит-порфир	Правый борт р. Сучан	3,02	36,84	0,207	0,0056	99,5
6679	»	Падь Широкая	4,22	51,48	0,181	0,0035	63
3591	Порфировидный гранит	Левый борт р. Хантахеза	3,33	40,63	0,158	0,0039	69
3635	Гранит рогово-обманковый	Река Таухе	2,79	34,04	0,197	0,0058	102
9351	Гранит-порфир	Интрузия горы Мир	3,64	44,41	0,200	0,0045	79,0
9358	»	То же	3,85	46,97	0,235	0,005	88,0
2610	Гранит	»	4,14	50,51	0,238	0,0047	82

Гранодиориты — средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные серые и темно-серые, состоят из идиоморфных призматических зерен андезина № 31—43 (45—55%), ксеноморфных зерен ортоклаза и нерешетчатого микроклина (12—21%), ксеноморфного кварца (15—26%), идиоморфных зерен и неправильных пластинок биотита (6—13%), удлиненнопризматических или неправильных зерен обыкновенной роговой обманки (2—12%) и иногда короткопризматических или изометричных округлых зерен пироксенов (0—12%). Плагиоклаз имеет прямую и обратную зональность, окружен тонкими каймами альбита и иногда замещается шахматным альбитом и калиевым полевым шпатом. Кварц часто образует скелетные прорастания. Пироксены принадлежат гиперстену и развивающемуся по нему моноклинному пироксену ряда диопсид — геденбергит. Структура гранодиорит-гипидиоморфнозернистая. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит, сфен, пирит, пироксен, ильменит, рутил, анатаз, эпидот, флюорит, барит. Иногда около контакта гранодиориты переходят в гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты.

https://jurassica.ru/

В западной части в бассейне р. Сибичуан край интрузии шириной 75—125 *м* сложен аплитовидными гранитами. Вмещающие породы изменены в зоне шириной более 2,5 *км*, близ массива пронизаны прожилками гранитов, далее ороговикованы.

Синегорский массив (86), по Ю. Н. Олейнику и М. А. Мишкину, протягивается вдоль Западного структурного шва в северо-восточном направлении от р. Медведица до вершины р. Спасовка на расстояние 60 *км*. Площадь около 130 *км*². Контакты крутые, падающие то в сторону массива, то в сторону вмещающих пород. Северная и южная суженные части сложены однообразными среднезернистыми гранодиоритами, вблизи контакта на юге переходящими в порфировидные и мелкозернистые гранодиориты, а на севере — в мелкозернистые граниты, появляющиеся спорадически. В средней расширенной части массив сложен среднезернистыми гранодиоритами, среди которых почти в центре и местами по краям наблюдаются средне- и мелкозернистые порфировидные гранодиориты. Нередко близ контакта и в поле распространения порфировидных гранодиоритов наблюдаются аляскитовые граниты. Гранодиориты содержат богатый комплекс акцессорных минералов: циркон, малакон, апатит, пирит, анатаз, гранат, касситерит, ильменит, шеелит, арсенопирит, галенит, вульфенит.

Дайковые породы: аплиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые, андезитовые и диабазовые порфириты и спессартиты. Отмечены крутопадающие дайки северо-западного простирания и более пологие северо-восточного, иногда меридионального простирания. Мощность даек колеблется от 2 до 30 *м*. Синегорская интрузия прорывает докембрийские, кембрийские (?), пермские осадочные и вулканогенные палеозойские и мезозойские гранитоиды (возможно, раннемеловые). Последние образуют небольшие массивы, сложенные биотитовыми диоритами, переходящими в габбро и прорванными среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранитами. В пределах Синегорского массива и в скарнах контактовой зоны отмечены вольфрамовые, молибденовые и оловянные рудопроявления.

Байлазский массив (87), по И. А. Гаеву, расположен в бассейне р. Татибе в месте пересечения Центрального шва и субширотного Тунанцинского разлома. В связи с этим массив вытянут в субширотном направлении, в отличие от других интрузий зоны шва, и глубоко вдается в Главный синклинорий. Площадь его 240 *км*². Контакты на юге и западе крутые, на севере и востоке — пологие, приближающиеся к залеганию вмещающих пород. В южной части простирание контакта близко к простиранию складок, в северной — резко дискордантно. К северу наблюдаются многочисленные сателлиты, связывающие Байлазский массив с Татибинским. Большая часть массива сложена биотит-роговообманковыми средне- и крупнозернистыми гранитами, близкими к гранодиоритам. Среди них иногда наблюдаются биотитовые средне- и мелкозернистые граниты и аплитовидные аляскитовые граниты, наиболее часто вблизи восточного края, особенно в отдельных его выступах. Края интрузии нередко сложены биотит-роговообманковыми средне- и крупнозернистыми гранодиоритами и, реже, кварцевыми диоритами. Гранодиориты мало отличаются от описанных ранее. Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты очень сходны. Это средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные светло-серые и желтовато-серые породы с гранитовой и иногда пегматоидной структурой, состоящие из таблитчатых зерен зонального олигоклаза № 10—20 (20—24%), неправильных зерен калиевого полевого шпата (38—43%), ксеноморфных зерен кварца (25—30%), удлиненно-призматических зерен обыкновенной роговой обманки (до 30), часто опацитизированной, и чешуек биотита (1—5%). Акцессорные минералы: циркон, флюорит, малакон, апатит, пирит, ортит, анатаз, гранат, сфен, касситерит, шеелит, ксенотим, монацит, топаз, брукит, висмутин, оранжит, фергусонит, ильменит, молибденит, вольфрамит, сфалерит, магнетит, золото, хромит.

В массиве и изредка в экзо- и эндоконтактах наблюдаются жилы и линзы пегматитов мощностью до 1 *м*. Жильные породы представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами и диабазами. Несмотря на приуроченность к зоне крупных разрывов, катаклаз проявляется слабо. Вмещающие породы представлены триас-юрскими (?) кремнистыми песчаниками и алевролитами и валанжинскими песчаниками, алевролитами и конгломератами, метаморфизованными в зоне шириной 3—5 *км*.

Самурский массив (88), по З. В. Сидоренко и Б. Я. Чернышу, расположен в Бикинской зоне в пределах хребта Самур. Площадь массива около 200 *км*². Он вытянут в северо-восточном направлении, в общем согласно с простиранием Самурского антиклинория и, по-видимому, приурочен к зоне разрывов на сочленении Самурского антиклинория и Зарубинской межгорной впадины. Кровля массива неровная, его восточный контакт, согласный с простиранием вмещающих толщ (40—60°), южный и юго-западный — секущие крутые. Массив сложен в основном биотит-роговообманковыми гранодиоритами, к краям сменяющимися кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами, монцонит-диоритами и гранодиорит-порфирами. Гранодиориты весьма сходны с описанными ранее. Кварцевые диориты и диориты мезо- и меланократовые мелко- и среднезернистые с гипидиоморфнозернистой структурой, иногда слегка порфировидные. В составе породы отмечены плагиоклаз № 22—42

http://jurassic.ru/

(60—75%), роговая обманка (8—24%), бурый биотит (до 10%), кварц (2—8%) и иногда моноклинный пироксен (до 1%), в кварцевых диоритах содержится калиевый полевой шпат (до 5%). Плагиоклаз иногда образует две генерации: раннюю, более основную (№ 30—42), в виде крупных зерен, и позднюю, более кислую (№ 22—27), в виде мелких зерен и маломощных каемок вокруг ранней генерации. В гранодиоритах отмечаются шлиры нормальных гранитов и граносиенитов и многочисленные ксенолиты роговиков размером до 1,5 *м*. Породы массива прорваны дайками и жилами гранит-аплитов, гранит-порфиров, диоритовых порфиритов и кварцевых сиенит-порфиров.

Интрузия прорывает и метаморфизует палеозойские и юрские песчано-глинистые породы и верхнемеловые (?) порфириты.

К татибинской серии относятся также многочисленные мелкие интрузии гранитов, гранодиоритов, диоритов и других пород гранитоидного ряда, встречающиеся как на юге Приморья, так и севернее, в бассейнах рек Фудзин, Тудо-Ваку, Сандо-Ваку и др. Эти небольшие массивы часто располагаются вблизи крупных массивов и, очевидно, генетически с ними связаны.

Например, небольшие тела диоритов, описанные Ю. П. Бидюком в бассейне р. Янмутьхоуза (массив горы Победа и др.), образуют сложной формы массивы площадью до 5 *км*^{2} и протягиваются цепочкой в северо-восточном направлении. Интрузии прорывают фаунистически охарактеризованный валанжин и перекрыты позднесенонскими (?) порфиритами.

В последние годы в бассейнах рек Татибе и Нанцэ выявлены новые для Приморья разновидности щелочных габброидов. Так, в верхнем течении р. Татибе М. А. Гаевым были обнаружены дайки мончикитов, а Б. Я. Чернышем в бассейне р. Нанца впервые установлены и описаны ийолит-мельтейгиты. Последние слагают дайки, ассоциирующиеся с жильными породами основного и среднего состава. Отмеченные дайки, в том числе и ийолит-мельтейгиты, секут юрские песчано-сланцевые отложения и возраст их предположительно определяется как верхнемеловой. Ийолит-мельтейгиты имеют мелкозернистую гипидиоморфную структуру и состоят в основном из нефелина (около 40%), баркевикита (около 20%) и щелочного амфибола (около 40%). Акцессорные минералы представлены апатитом. Мончикиты — это порфировые породы с тонкозернистой основной массой, состоящей из призм и микролитов титанистого авгита, небольшого количества баркевикита и зерен титаномагнетита, погруженных в бесцветное стекло. Порфировые выделения представлены титанистым авгитом, оливином, редко биотитом.

Общая характеристика

Интрузии татибинской серии приурочены к зонам поднятий, что может указывать на связь их с процессами расчленения геосинклинали и прилегающих палеозойских складчатых сооружений в заключительный этап развития геосинклинали.

Среди интрузий серии удается выделить два типа: интрузии зон крупных разломов и интрузии складчатых структур. Они связаны переходами. Тела в зонах разломов (Синегорский, Вангоуский и другие массивы) удлинены по простиранию разрывов, контакты их крутые, площадь невелика, редко превышает 100—150 *км*^{2}. Тела в складчатых структурах (Пиданский, Вакский и другие массивы) имеют более или менее плоскую кровлю, крутые или средней крутизны контакты, иногда близкие к наклону пластов, и большие размеры (площадь до 300—400 *км*^{2}). В ряде случаев они образуют цепочки различного простирания. Ряд исследователей считают, что цепочки интрузий соответствуют скрытым разломам. Наличие близких к согласным контактов в одной части интрузии и секущих в другой (Байлазский массив) позволяет предполагать, что внедрение магмы происходило в условиях одностороннего напряжения (для Байлазского массива с юго-востока).

Сравнение средних составов пород татибинской серии со средними составами пород по Р. Дели показывает, что они обогащены кремнеземом и магнезией при пониженном содержании глинозема, окисного железа и извести. Общее содержание щелочей в породах близко к их содержанию в средних типах, но характерным для всей серии является преобладание натрия над калием. Диориты обогащены закисным железом и калием при обеднении натрием, а гранодиориты и граниты, на-

http://jurassic.ru/

против, обеднены закисным железом и калием при обогащении натрием. Эти тенденции в большей или меньшей мере оказываются характерными и для интрузий отдельных тектонических зон.

Из особенностей минерального состава необходимо отметить частое присутствие среди акцессорных минералов ортита, флюорита, шеелита, вольфрамита, молибденита и золота. Металлогенические особенности татибинской серии изучены плохо. В настоящее время представляется несомненной связь с ними вольфрамового (шеелитового), молибденового и золотого оруденения.

Татибинская серия формировалась в конце геосинклинального этапа развития мезозойской геосинклинали и в начале ее развития как молодого складчатого сооружения. Как известно, этот момент в Приморье отмечается началом формирования вулканоплутонической формации. В связи с этим весьма важен вопрос о соотношении татибинской серии с меловыми эффузивами. Перекрывание интрузий татибинской серии позднесенонскими эффузивами как будто свидетельствует о том, что татибинская серия не имеет связи с позднемеловыми эффузивами, однако недостаточное количество материалов не позволяет считать этот вывод окончательным, так как такие соотношения известны только для средних по составу пород. Возможно, что более молодые кислые породы соответствуют какой-то части ольгинской свиты.

Бачелазская интрузивная серия (сенон-датское время)

Интрузии бачелазской серии преимущественно распространены в Главном синклинории, но наблюдаются и в Главном антиклинории, в зоне Центрального шва, в Южно-Приморской и Западной зонах (см. рис. 19). Вопрос о распространенности этих интрузий в Прибрежной полосе эффузивов в настоящее время не ясен.

Интрузии бачелазской серии прорывают фаунистически охарактеризованные альбские (Березовский, Сестринский и другие массивы) и сеноман-туронские отложения (Ямутинзинский, Усть-Арминский, Улунгинский и другие массивы) и перекрываются эффузивами. В верховьях р. Бикин и в бассейне р. Нанца Арминская и в ряде других мест массивы средних и основных пород ранних фаз внедрения перекрыты средними эффузивами, которые имеют позднесенонский возраст. Это заставляет считать отнесение ряда интрузий пород такого состава (в первую очередь интрузий монфонитоидов) в бачелазскую серию условным, так как они могут принадлежать татибинской серии. В тех же местах (бассейн р. Тавасикчи) эти средние эффузивы прорваны кварцевыми монцонитами и гранодиоритами, перекрытыми кислыми эффузивами, которые предположительно относятся к ольгинской свите (поздний сенон—датский ярус). Кислые эффузивы в свою очередь прорваны гранитами (верховья р. Улунга, бассейн р. Ада и др.). Эти разрозненные данные могут указывать на тесную связь во времени интрузивного и эффузивного магматизма. Действительно в ряде случаев поздние фазы (гранодиориты и граниты) имеют сложные соотношения с эффузиями ольгинской свиты: породы одного и того же массива в одной части его могут прорывать эффузивы, а в другой части — постепенно переходить в них (Евлампиевский, Исаковский и другие массивы).

До недавнего времени внимание исследователей обращалось в основном на факты активного контакта. Однако наличие постепенных переходов и тесной связи интрузий и эффузивов, установленные в бассейне р. Ахобе В. А. Кигай (М. А. Фаворская и др., 1961), В. В. Ветренниковым в 1962 г. в бассейне р. Иодзыхе, В. И. Рыбалко в 1960 г. в бассейне р. Хантахеза и др., и принадлежность многих мас-

http://jurassica.ru/

сивов Прибрежной полосы к кальдерным массивам показывают, что значительная часть интрузий синхронна ольгинской серии. Активные же контакты наблюдаются для наиболее поздних внедрений. Верхняя возрастная граница бачелазской серии определяется налеганием на гранитные тела датских конгломератов дорофеевской свиты (бассейны р. Фудзин и др.), датских (?) кислых эффузивов (бассейн р. Сучан и др.) и датских эффузивов самаргинской свиты (бассейны рек Янмутьхоуза, Большая Синанча, Иодзыхинская Кема и другие районы).

Описание интрузий

При формировании интрузивных массивов в первую фазу происходило внедрение кварцевых диоритов, диоритов, монцонитоидов и габбро; во вторую фазу — гранодиоритов, реже монцонито-гранодиоритов и гранитов; и в третью фазу — гранитов. Наиболее полно эта последовательность наблюдается в интрузиях Главного синклинория. Здесь интрузии бачелазской серии в бассейнах среднего течения р. Иман и верхнего течения р. Бикин описали Э. П. Изох и др. (1957), А. И. Бурдэ (1963), Ю. Н. Размахнин и др.

По данным названных исследований, интрузии первой фазы представлены рядом небольших (до 10 *км*^{2}) массивов монцонитоидов, диоритов, кварцевых диоритов и габбро. Форма массивов разнообразная, часто приближающаяся к изометричной. Контакты интрузий, как правило, крутые и только у маловскрытых массивов они пологие, что указывает на их плоскую кровлю.

Габбро слагает несколько мелких штоков на южном водоразделе р. Березовой. Породы темно-серые, крупно-, средне- и мелкозернистые, состоящие из моноклинного пироксена, обыкновенной роговой обманки, лабрадора (№ 60—64), акцессорных и вторичных минералов (соссюрит и серицит по плагиоклазу, актинолит и эпидот по пироксену).

Самостоятельные тела кварцевых диоритов и диоритов наблюдаются относительно редко (массив горы Трапеции и др.). Значительно чаще эти породы встречаются совместно с более поздними гранодиоритами и гранитами. Кварцевые диориты и диориты представляют собой серые и темно-серые равномернозернистые, иногда порфировидные породы с размером зерен 0,5—1,5 *мм*. Состоят они из слабо удлиненных идиоморфных таблиц плагиоклаза, между которыми располагаются ксеноморфные выделения обыкновенной роговой обманки, биотита, кварца, иногда также калиевого полевого шпата и моноклинного пироксена.

Плагиоклаз зональный: основной (№ 56—64) и более кислый (№ 25—30) в узких краевых каймах. Моноклинный пироксен, представленный авгитом, обычно замещается амфиболом. Последний в свою очередь иногда разъедается биотитом, но чаще образует с ним неправильные сростки, указывающие на одновременное выделение обоих минералов. Биотит, судя по показателю преломления, представлен среднежелезистыми разновидностями. Акцессорные минералы: апатит, магнетит (или ильменит), бесцветный циркон, редко сфен и рутил, очень редко ортит. Вторичные изменения выражены слабо; это главным образом хлорит по биотиту, серицит и соссюрит по плагиоклазу.

По химическому составу (табл. 28, 29) породы близки к средним или кварцевым диоритам, но отличаются повышенным количеством щелочей (особенно K_2O). Это выражается в преобладании среди минералов биотита и в появлении калиевого полевого шпата. К описанным породам близки встреченные в дайках диорит-порфириты, отличающиеся от них только структурой.

https://jaramic.ru/

Таблица 28

Химический состав пород гранитоидной щелочной формации Приморья (в %)

Компоненты	77	78	79	80	81	82	83	84
SiO_2	72,24	71,92	73,17	73,20	73,05	73,49	73,03	74,47
TiO_2	0,29	0,35	0,21	0,31	0,22	0,24	0,22	0,20
Al_2O_3	9,67	10,56	11,69	12,61	12,92	12,89	10,88	12,80
Fe_2O_3	3,91	5,03	2,40	1,21	2,37	2,32	2,71	2,06
FeO	2,82	0,76	1,45	1,92	0,74	1,50	2,24	0,49
MnO	0,09	0,09	0,09	0,07	0,09	0,14	0,14	0,05
MgO	0,52	0,62	0,41	0,09	0,71	0,30	0,50	Следы
CaO	0,99	1,06	0,93	0,20	0,21	0,91	1,47	1,05
Na_2O	5,02	4,66	4,00	5,13	4,08	4,00	4,24	4,94
K_2O	4,20	4,12	4,80	4,50	4,60	4,38	3,92	3,74
P_2O_5	—	—	—	0,04	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	—	0,20	—	—	—	—
H_2O^-	Нет	0,21	Нет	0,14	0,06	0,06	0,09	0,12
П.п.п.	Нет	0,81	0,65	—	0,52	0,45	0,63	0,31
Сумма	99,75	100,19	99,80	99,62	99,57	100,68	100,07	100,23

77 — эгирин-щелочно-амфиболовый гранит, массив Сицинский, бассейн р. Сучан, 78 — эгириновый гранит, там же; 79 — гранит, там же; 80 — эгирин-рибекитовый гранит, там же; 81 — рибекитовый гранит, массив мыса Орлова; 82 — жильный биотит-рибекитовый гранит, там же; 83 — жильный рибекитовый гранит, там же; 84 — гранит, там же. Анализы приведены по данным Б. Л. Залищака (77—79; 81—84), лаборатория ДВГИ ДВФ СО АН СССР, аналитик Т. А. Филиппова; М. Г. Руб (80), лаборатория ИГЕМ АН СССР, аналитик Л. П. Царева.

Таблица 29

Химический состав позднемеловых интрузивных пород (в %)

Компоненты	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94
SiO_2	55,47	59,90	68,28	73,39	77,34	74,98	73,16	73,95	65,00	41,57
TiO_2	0,90	0,53	0,32	0,40	0,09	0,09	0,21	0,04	0,59	2,34
Al_2O_3	19,71	15,16	16,88	13,69	13,05	14,30	13,16	14,11	16,34	15,60
Fe_2O_3	2,77	2,42	1,43	1,59	0,33	0,30	—	0,47	2,05	4,21
FeO	4,43	4,22	1,69	1,09	0,72	1,00	2,13	1,59	2,22	7,40
MgO	2,82	4,62	0,54	1,11	0,36	0,42	0,43	0,18	1,48	5,64
MnO	0,21	0,09	0,07	0,05	0,06	0,06	0,04	0,07	0,18	0,16
CaO	7,26	6,45	2,26	4,03	1,04	1,50	1,48	0,60	4,16	9,04
Na_2O	3,54	2,70	3,52	2,34	2,39	2,79	3,75	0,49	4,02	3,25
K_2O	1,89	1,84	3,42	2,18	4,53	4,27	4,60	5,82	3,49	4,24
H_2O^-	0,46	0,10	0,08	0,11	0,22	0,40	0,19	0,24	0,06	—
H_2O^+	0,99	—	—	0,23	0,22	0,20	0,12	1,76	1,13	—
BaO	Следы	—	0,32	Следы	0,06	0,02	—	—	Следы	—
P_2O_5	—	—	0,13	—	—	Следы	—	—	—	1,14
SO_3	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	1,03	—	—	—	—	—	—	5,14
Сумма	100,45	98,15	99,97	100,21	100,41	100,33	99,27	99,32	100,72	99,73

85 — габбро, массив горы Кабанчик; 86 — монцонит, массив Мутухинский; 87 — гранодиорит, массив мыса Благодатного; 88 — гранит, массив Владимировский; 89 — гранит, массив Мутухинский; 90 — аляскитовый гранит, массив бухты Тамахеза; 91 — гранит-порфир, шток Довгалевского участка; 92 — гранит-порфир, шток ключа Контактового; 93 — гранодиорит-порфир, массив близ пос. Веселый Яр; 94 — мончикит, р. Татибе. Анализы приводятся по данным М. А. Фаворской 85, 88—90, 93 — лабор. ИГН АН СССР, аналитик О. В. Крутецкая; 86 — аналитик Э. Зелкина; 87 — по данным А. Б. Разживина; 91 — по М. А. Фаворской, лаборатория ИГЕМ АН СССР, аналитик Т. В. Решетина; 92 — М. А. Фаворский, лаборатория ИГЕМ АН СССР, аналитик Л. Н. Царева; 94 — по данным Б. Л. Залищака.

https://jurassica.ru/

Интрузии монцонитов очень характерны для Главного синклинория и мало распространены в других тектонических зонах. Они известны в междуречье Бикин — Арму и бассейне верхнего течения р. Бикин, сходные породы выявлены В. М. Гуревичем и др. (1966) в Березовском массиве и, возможно, присутствуют в других районах Главного синклинория.

Улунгинский массив (89) обнажен по берегам рек Улунга и Чинга. Площадь массива около 10 *км*². Вмещающие породы — песчаники и алевролиты с фауной сеномана — нижнего сенона. Массив образован порфировидными и равномернозернистыми оливиновыми монцонитами, пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми и кварцевыми монцонитами, а также биотитовыми пироксенитами и кварцевыми монцонито-сиенитами. Все эти породы слагают отдельные интрузивные тела, чаще всего имеющие четкие контакты друг с другом. Каждое из них состоит из относительно однородных пород, отличающихся от пород соседних интрузивных тел по облику, зернистости и составу. В окрестностях массива много диорит-порфиров и монцонит-порфиритов, в том числе оливиновых, пироксеновых, пироксен-амфиболовых и кварцевых, по петрографическим признакам очень сходных с породами массива. Дайки имеют различные направления, иногда пересекаются, часто содержат ксенолиты других дайковых и интрузивных пород. Это позволяет установить, что первыми внедрились диорит-порфириты; за ними следовали порфировидные оливиновые монцониты, затем равномернозернистые оливиновые монцониты и соответствующие им порфириты, после которых происходило последовательное внедрение пироксеновых порфиритов и монцонит-порфиритов, пироксен-амфиболовых монцонитов и близких к ним порфиритов, кварцевых монцонитов и кварцевых монцонит-порфиритов.

Биотитовые пироксениты имеют постепенные переходы (через габбро-пироксениты) к порфировидным оливиновым монцонитам, вкрапленники которых сложены пироксеном. Пироксениты вместе с кварцевыми монцонит-сиенитами представляют собой комплементарные продукты кристаллизационной дифференциации магмы порфировидных оливиновых монцонитов.

Монцониты образуют непрерывный ряд от оливиновых монцонитов через пироксеновые и пироксен-амфиболовые до кварцевых. Это меланократовые равномернозернистые и порфировидные породы с монцонитовой структурой, состоящие из плагиоклаза (30—45%), калиевого полевого шпата (около 30%), оливина (до 5%), моноклинного пироксена (7—25%), амфибола (0—19%), биотита (около 5%). От оливиновых монцонитов к кварцевым уменьшается содержание пироксена, исчезает оливин, увеличивается роль роговой обманки, уменьшается основность плагиоклаза (от № 85—87 до № 40—43 в центральных частях зерен). Характерной чертой монцонитов является сочетание высокой щелочности и основности пород и отсутствие реакционных соотношений между плагиоклазом и кварцем, пироксеном и биотитом, что указывает на высокий химический потенциал калия. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, иногда сфен, циркон.

Породы второй фазы (гранодиориты) в Главном синклинории обычно образуют единые тела с гранитами третьей фазы. Самостоятельно они образуют тела небольших размеров близ массивов, сложенных породами обеих фаз. По-видимому, они представляют их части. Сложные многофазные массивы часто приурочены к антиклинальным структурам. Для них типичны широкие контактовые ореолы и значительные размеры (до 500—700 *км*²). А. И. Бурдэ (1960 г.) указывает, что изученный им Лево-Арминский массив явно конкордантный, что выражается в вытянутости этого массива вдоль складчатой структуры.

Ямутинзинский массив (90) расположен на правом берегу р. Иман, близ пос. Сидатун, в пределах Главного синклинория, в относительной близости к Центральному структурному шву. Его площадь около 200 *км*². Вмещающие породы — песчаники и глинистые сланцы юры и нижнего мела. В южной части массива распространены монцонит-гранодиориты, имеющие очень однообразный облик и состав. Они содержат во многих местах ксенолиты сильно переработанных вмещающих по-

https://jurassica.ru/

род. В северной части массива развиты крупно- и мелкозернистые, порфировидные биотитовые граниты, обособляющиеся на определенных площадях в виде отдельных тел.

В окрестностях массива известны мелкие интрузии кварцевых диоритов, сильно ороговикованных близ контактов с гранитами. Монцонит-гранодиориты на контакте с гранитами также метаморфизованы и, кроме того, рассечены жилами гранитов. Все породы массива прорваны многочисленными дайками кварцевых порфиров, диабазов, спессартитов, диорит-порфиритов и др.

К массиву тяготеют грейзены, кварц-касситеритовые и хлорит-касситеритовые рудопроявления и золотоносные кварцевые жилы с сульфидами. В контактовом ореоле широко распространены признаки рассеянной постмагматической минерализации (актинолитовой, хлоритовой, сульфидной).

К северо-востоку от Ямутинзинского массива располагается ряд сходных с ним плутонов — Усть-Арминский (91), Среднеарминский (92) и др. К востоку наблюдаются лишь небольшие массивы, чаще всего обнажающиеся в днищах долин. Они очень сходны между собой и часто залегают в едином контактовом ореоле, что указывает на принадлежность их к крупным массивам, еще не вскрытым эрозией. Последнее подтверждается и данными аэромагнитных съемок. Последовательность внедрения здесь такая же, как в Ямутинзинском массиве.

Описанные массивы слагаются весьма однообразными гранодиоритами и гранитами. Гранодиориты — «пестрые», светлоокрашенные породы с хорошо различимым кварцем среди белесой полевошпатовой массы и с четко выделяющимися зернами минералов. Они состоят из идиоморфных таблиц плагиоклаза (40—45%), более ксеноморфного кварца (15—25%), калиевого полевого шпата (15—20%), биотита (3—12%) и обыкновенной роговой обманки (2—12%). В ряде случаев биотит замещает амфибол, однако часто они образуют причудливые сростки и, вероятно, кристаллизовались одновременно. Биотит и роговая обманка встречаются в виде включений в калиевых полевых шпатах, кварце и узких краевых зонах плагиоклазов. Железистость биотита умеренно высокая (n_m=1,668—1,672). Акцессорные минералы: циркон, апатит, пирит, анатаз, гранат, сфен, касситерит, брукит, ильменит, магнетит, монацит, хромит, рутил, эпидот, турмалин, галенит, лейкоксен, циртолит, танталит—колумбит (?), мартит, гематит, пьемонтит.

Вначале, по-видимому, происходило внедрение порфировидных биотит-амфиболовых и биотитовых гранитов, затем следовали интрузии крупнозернистых биотитовых гранитов. Наиболее поздними явились внедрения мелкозернистых биотитовых гранитов. В ряде интрузий наблюдаются связанные переходами биотит-амфиболовые и биотитовые граниты различной зернистости.

Порфировидные биотит-амфиболовые и биотитовые граниты — розовато- и красновато-серые или буроватые лейкократовые породы с неравномернозернистой основной массой и порфировыми выделениями калиевого полевого шпата размером до 1 *см*. Плагиоклаз в них обычно слегка преобладает (35—37%), содержание кварца и калиевого полевого шпата примерно равно 25—30%. Акцессорные минералы: ортит, бурый и бесцветный циркон, апатит, реже монацит, сфен, рутил, ильменит. В небольших центральных? частях зерен плагиоклаз зонален, основность плагиоклаза достигает № 30—35, а в пределах широких внешних зон она падает до № 22—26. Характерно разъедание плагиоклазов калиевым шпатом. Кварц обычно идиоморфнее калиевого полевого шпата. Биотит (5—6%) и амфибол (до 5%) образуют сростки. Биотит имеет железистость 75—80% (n_m=1,680) и изобилует мелкими плеохроичными ореолами вокруг неопределимых микровключений. Калиевый полевой шпат чаще всего представлен ортоклаз-пертитом и нерешетчатым микроклин-пертитом, обычны микропегматитовые и микрографические срастания с кварцем. Все породы соответствуют сильно пересыщенным глиноземом гранитам. Жильные породы этой группы представлены биотит-амфиболовыми гранит-порфирами.

http://jurassica.ru/

Биотитовые граниты лейкократовые, средне- и крупнозернистые, равномернозернистые или слабо порфировидные (размер зерен 4—5 *мм* до 1 *см*). Они состоят из кварца (30—40%), калиевого полевого шпата (35—40%), олигоклаза № 20—28 (20—25%) и редких (3—5%) крупных чешуек биотита (n_m=1,678—1,688). Акцессорные минералы: ортит, бесцветный и бурый циркон, монацит, апатит, реже амфибол, рутил, ильменит, ксенотим, флюорит, касситерит, пирит, в редких случаях отмечаются вольфрамит, молибденит, галенит, брукит, фергусонит, торит. Структура гранитов аллотриоморфнозернистая. Кварц часто более идиоморфен, чем калиевый полевой шпат, особенно в аляскитовых разностях, но встречаются также графические срастания обоих минералов. Полевые шпаты часто альбитизированы. Описываемые граниты характеризуются весьма низким содержанием извести, магния и железа при значительном преобладании K_2O над Na_2O.

Дайковые породы, соответствующие крупнозернистым гранитам, представлены биотитовыми гранит-порфирами, причем те и другие породы совершенно тождественны по составу главных и акцессорных минералов и по химическому составу.

Мелкозернистые граниты светлые лейкократовые, равномернозернистые (размер зерен 0,2—0,5 *мм*) или порфировидные, с порфировыми выделениями кварца и полевого шпата. По количественно-минеральному составу, характеру главных и акцессорных минералов и по химическому составу они мало отличаются от крупнозернистых гранитов. Основанием для их выделения служат существенно иной облик и залегание в виде обособленных массивов и даек.

В зоне Центрального шва известно несколько интрузий гранитоидов. Среди них одним из наиболее крупных является Араратский массив (93), имеющий площадь около 100 *км*^{2}. Он вытянут вдоль структурного шва. Этот массив под небольшим углом сечет складчатые структуры. На западе массив обрезан разрывами. Восточный и южный контакты нормальные интрузивные. Они падают под углом 50—70° в сторону вмещающих пород, северный контакт полого наклонен в северном направлении. На глубине Араратский массив, по-видимому, соединяется с Березовским (94). Большая центральная часть интрузии сложена среднезернистыми гранодиоритами. На окраинах массива встречаются кварцевые диориты, диориты и изредка габбро-диориты. Жильные породы представлены пегматитами, аплитами, порфиритами (наиболее распространены), спессартитами и вогезитами. Вмещающие породы (песчаники и алевролиты раннего и позднего мела) в зоне 1,5—2,0 *км* (редко до 5 *км*) сильно ороговикованы.

В бассейне р. Янмутьхоуза Ю. П. Бидюк и др. в 1965 г. описали массивы ключей Константиновского и Родионова, р. Цыцогоуза и р. Иолинза. Все они вытянуты в северо-восточном направлении вдоль Центрального шва и имеют длину 5—15 *км* при ширине 2—3 *км*. Площадь их от 5 до 20 *км*^{2}. Массивы имеют крутые контакты и в ряде случаев напоминают крупные дайки. Они сложены однообразными биотитовыми средне- и крупнозернистыми гранитами, переходящими в эндоконтактовой зоне в аплитовидные граниты. Здесь же известны дайки роговообманковых габбро, камптонитов, камптонито-вогезитов и камптонито-мончикитов, условно относимых к бачелазской серии.

Породы, образующие массивы зоны Центрального шва, мало отличаются от пород интрузий Главного синклинория. Для них характерно слияние ряда фаз в одну с образованием переходных пород. Для гранодиоритов типичны большая основность плагиоклазов (№ 31—42 на краях и 43—53 в ядре), таблитчатая форма калиевых полевых шпатов, почти постоянная опацитизация роговой обманки и биотита, частое проявление раннего автометасоматоза (ранняя микроклинизация и ранняя альбитизация). Гранитам свойственны большая основность плагиоклазов в ядрах (до № 40—45) и меньшая на краях (до № 15—20), опацитизация роговой обманки и биотита и проявления ранней микроклинизации.

https://jurassica.ru/

Отличается от них гранодиоритовый массив по р. Иолинза в зоне Центрального шва, описанный Ю. П. Бидюком (1962 г.). Он сложен гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами, связанными постепенными переходами. Породы светло-серые, порфировидные, с весьма свежими вкрапленниками калиевого полевого шпата и олигоклаз-андезина № 25—30. Структура породы гранитная, аплитовая, в некоторых участках микропегматитовая и гранобластовая. Плагиоклаз — андезин № 30—33. Микроклин и микроклин-пертит образуют зерна неправильной формы, разъедаемые плагиоклазом и кварцем. Около крупных зерен наблюдается бахромчатая оторочка альбита, проникающего внутрь зерен по двойниковым швам и образующего пертиты замещения. Ксеноморфные зерна кварца содержат крупные включения полевых шпатов и агрегаты мелких зерен с зубчатой и иногда микропегматитовой структурой. Отмечены мелкие неправильные, сильно хлоритизированные зерна биотита.

В пределах Прибрежной зоны описываемые интрузии ранее считали палеогеновыми. Изучены они недостаточно. В. В. Ветренниковым и В. И. Рыбалко в 1963 г. был доказан позднемеловой возраст Исаковского, Евлампиевского и ряда других массивов бассейна р. Иодзыхе, а Ю. П. Бидюком и В. И. Рыбалко в том же году — массивов бассейна р. Пфусунг. Ранее к позднему мелу был отнесен массив горы Судновой.

Исаковский (96) и Евлампиевский массивы расположены на правобережье среднего и нижнего течения р. Хантахеза. Они сходны между собой, поэтому описываются вместе. Площадь каждого около 60 *км*². Главная часть Исаковского массива имеет более или менее изометричную форму. Евлампиевский массив слегка удлинен в широтном направлении, хотя в целом форма его близка к изометричной. Оба массива прорывают песчано-глинистые породы апт-альба и сенондатские кислые эффузивы. Обломки пород Евлампиевской интрузии найдены в туфах самаргинской свиты. Контакты Исаковского массива ровные, почти без извилин, по-видимому, крутые. Контакты Евлампиевского массива в общем аналогичны, но в северо-восточной и восточной частях его, где интрузивное тело еще не полностью вскрыто эрозией, наблюдаются многочисленные остатки кровли — здесь контакты сравнительно пологие.

Восточная часть Исаковского массива сложена светло-красными порфировидными аляскитовыми гранитами различной зернистости (от крупно- до мелкозернистых), причем в распределении зернистости закономерности не наблюдается. Аляскитовые граниты почти всегда в большей или меньшей степени катаклазированы и грейзенизированы, что указывает на их более древний возраст. Западная часть Исаковского и Евлампиевского массивов сложена серыми среднезернистыми пегматоидными гранитами. Вблизи контактов Исаковского массива они часто переходят в биотит-роговообманковые граниты и даже в гранодиориты. В Евлампиевском массиве биотит-роговообманковые граниты через гранодиорит-порфиры переходят в кварцевые диорит-порфиры. Гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры слагают апикальные части интрузии. По ряду признаков они близки к эффузивным образованиям (фельзитовая и сферолитовая структуры основной массы, иногда неясная флюидальность и др.). В южной части Евлампиевского массива в районе с. Иерусалимовка В. В. Ветренников наблюдал постепенные переходы от излившихся флюидальных липаритов и дацитов с витрофировой основной массой к гранодиорит-порфирам, причем последние всегда располагаются гипсометрически ниже.

В аляскитовых гранитах наблюдаются дайки аплитовидных гранит-порфиров, габброидов и серых пегматоидных гранитов, в пегматоидных гранитах — дайки белых сахаровидных аплитов. Дайки гранитоидов близки по составу к вмещающим породам.

Габбро образуют дайки мощностью 10—30 *м*, имеющие сложное строение. Центральная часть их сложена кварцевыми габбро, переходящими к краям последовательно в габбро-диориты, диорит-монцониты и реже в монцониты. Породы эти очень сходны с породами интрузии горы Кабанчик, описанной М. А. Фаворской (1956б).

Песчано-глинистые породы у контактов интрузий превращены в биотитовые, реже в турмалин-биотитовые роговики. Вдали от контакта породы перекристаллизованы, однако минеральных новообразований не наблюдается. Ширина контактовоизмененных пород 300—600 *м*.

В Главном антиклинории интрузии бачелазской серии распространены мало.

Типичным является Лампахезский массив (97). По В. К. Путинцеву (1955) и А. А. Асипову (1962), форма массива неправильная, несколько вытянутая в северо-восточном направлении с длинным дайкообразным ответвлением меридионального направления в северной части. Площадь около 100 *км*². Вмещающие породы представлены палеозойскими сланцами. Массив в общем имеет концентрическое строение. Центральная часть его сложена крупнозернистыми гранитами. Она окаймлена

https://jurassic.ru/

зоной среднезернистых порфировидных гранитов. Контакт с вмещающими породами и дайкообразное ответвление сложены аплитовидными гранитами. Граниты прорваны дайками, жилами и штоками аплитовидных гранитов и гранит-порфиров.

Севернее, также в пределах Главного антиклинория известен еще ряд сходных интрузивных тел, сложенных гранитами и гранодиоритами. Для всех них характерно в общем концентрическое строение.

Интрузии Главного антиклинория характеризуются малым распространением образований ранних фаз. Образующие их породы весьма сходны с описанными ранее. Отметим только следующие основные отличия. Гранодиоритам свойственны меньшая основность плагиоклазов (№ 28—40), большая ксеноморфность калиевых шпатов и широкотаблитчатые формы плагиоклазов, наличие иногда густо окрашенной роговой обманки с двупреломлением ниже 0,020, меньшей железистостью биотита, проявление ранней калишпатизации и ранней альбитизации. Граниты отличаются большей кислотностью внешних зон плагиоклазов (до № 15—20), меньшей железистостью биотита и широким распространением пертитов.

Типичным представителем интрузий бачелазской серии в западной части Приморского края является Марьяновский массив (98). Он расположен на правобережье р. Улахе в пределах Даубихинской зоны к западу от Даубихинского разлома. По описаниям З. В. Сидоренко (1952 г.), А. И. Бурдэ (1961а), М. Г. Руб (1960а) он имеет неправильную форму и несколько вытянут по широте. Контакты падают в сторону вмещающих пород под углом от 20 до 50°, причем северный и восточный контакты круче. Южнее наблюдается несколько сателлитов, имеющих площадь до 1,0 *км*². Массив прорывает триасовые и позднепермские песчано-глинистые породы, эффузивы среднего состава и габбро. Контактовоизмененные породы перекрыты позднемеловыми (?) кварцевыми порфирами. Этот массив сложен средне- и мелкозернистыми, пегматоидными и порфировидными гранитами и гранит-порфирами. Наблюдается переход от среднезернистых гранитов центральных самых глубоких частей массива к порфировидным и порфировым периферическим или гипсометрически более высоким частям интрузии. Края сложены гранит-порфирами, которые в непосредственной близости от контакта весьма сходны с фельзит-порфирами даек, широко распространенных в междуречье Улахе — Шетухе, и штока, расположенного в 20 *км* севернее. Пегматоидные и мелкозернистые граниты наблюдаются среди среднезернистых и порфировидных гранитов в виде шлирообразных тел размером до 6—8 *м*. Характерной особенностью всех пород интрузии является присутствие в них кристаллов мориона и миароловых пустот с морионом, калиевым полевым шпатом, иногда турмалином и изредка касситеритом. Интересной чертой гранитов является весьма малая железистость биотита. В некоторых участках граниты слабо грейзенизированы, лимонитизированы и обогащены оловом в зонах северо-западного и северо-восточного простираний. В гранитах известны небольшие (до 3—5 *см*) прожилки кварца (иногда с турмалином), в которых содержание олова повышено. В пределах Марьяновской интрузии известны россыпи касситерита.

Песчаники и алевролиты на контакте с гранитами превращены в андалузитовые и биотитовые роговики, по мере удаления от контакта переходящие в слабо окварцованные породы. Прослои триасовых известковистых песчаников даже на расстоянии в 1,5—2,0 *км* превращены в эпидот-актинолитовые и эпидот-аксинитовые скарны.

В Южно-Приморской зоне встречается несколько массивов, сходных с интрузиями Главного антиклинория и зоны Центрального шва (Синькахинский, Фанзовый и др.). Возраст и соотношения их окончательно не установлены.

Своеобразны интрузии, представленные дайками, штоками, силлами, лакколитами и более сложными телами, которые, возможно, связаны переходами с сенонскими порфиритами. Примером подобных тел является массив горы Малый Иосиф, представляющий собой, по Б. И. Васильеву, многоярусный лополит с вертикальным подводящим каналом (см. рис. 20 и 21), сложенный андезитовыми и диоритовыми порфиритами и залегающий среди триасовых песчаников. Нижняя поверхность лополита залегает согласно с напластованием вмещающих пород. Порфириты прорваны и метаморфизованы гранитами и гранодиоритами.

http://jurassica.ru/

В известной мере условно (по определениям абсолютного возраста) к бачелазской серии относятся интрузии щелочных гранитов. Их возрастное положение не ясно. Изучение массива мыса Орлова позволяет считать, что эти интрузии являются наиболее поздними.

Бровничанский массив (100) щелочных гранитов расположен в 20 *км* к северу от г. Сучана. Он представляет неправильное в плане, несколько вытянутое в меридиональном направлении тело площадью около 16 *км*². По данным С. А. Чеха, Б. Л. Залищака и М. Г. Руб, этот массив приурочен к ядру антиклинали, сложенной песчано-глинистыми отложениями коркинской свиты (сеноман-турон), в контактовой зоне ороговикованными. Ширина контактового ореола в южной части массива до 2 *км*, а в северной не более 0,5 *км*, что указывает на пологое погружение массива к югу. Кислые туфогенно-эффузивные сенон-датские (?) образования, расположенные к востоку от массива, по наблюдениям С. А. Чеха, не подверглись контактовому воздействию. Вероятно, они перекрывают щелочные граниты, в то время как дайки фельзит-порфиров и гранит-порфиров датского или более позднего возраста прорывают ороговикованные отложения коркинской свиты.

Северо-западная часть массива сложена главным образом средне- и крупнозернистыми эгирин-рибекитовыми гранитами, в юго-восточной части преобладают лейкократовые порфировидные граниты; встречаются миароловые разности. Интрузия щелочных гранитов сопровождается многочисленными маломощными жилами лейкократовых и меланократовых мелкозернистых щелочных гранитов и гранит-порфиров, а также жилами и неправильными телами щелочных пегматитов и аплитов. Жильные породы обычно располагаются в пределах массива, но встречаются и в контактовом ореоле во вмещающих породах. В гранитах встречаются ксенолиты вмещающих пород, подвергшихся щелочному метасоматозу.

Щелочные граниты состоят из калинатрового полевого шпата, кварца, небольшого количества альбита, эгирина (нередко с ядрами авгита и эгирин-авгита), амфиболов ряда гастингсит — рибекит и акцессорных минералов: циркона, малакона, апатита, анатаза, флюорита, энимматита, астрофиллита, сфена, магнетита и гематита. Повсеместно наблюдаются постепенные взаимопереходы от аляскитовых разностей к разностям, обогащенным цветными минералами (до 30%). Среди гранитов по составу выделяются эгириновые, эгирин-рибекитовые и рибекитовые, а по структуре — мелко-, средне-, крупнозернистые, порфировидные и пегматоидные, причем последние связаны постепенными переходами со щелочными пегматитами. Невыдержанность состава и структур, постепенные переходы и смена одних разностей другими на коротких расстояниях в самых различных направлениях, иногда с четко выраженной зональностью и замещением одних минералов другими, свидетельствуют о гипабиссальном характере интрузии и об интенсивном автометасоматозе пород массива в заключительной стадии его формирования.

В процессе формирования щелочных гранитов происходила закономерная смена во времени породообразующих минералов от ранних метасиликатов кальция, магния и железа (авгит) к поздним метасиликатам натрия и железа (эгирин-рибекит) через промежуточные разности (гастингсит, амфиболы ганстингсит-рибекитового ряда и эгирин-авгиты). К наиболее ранним по времени образования минералам относится энигматит, впоследствии замещающийся астрофиллитом, к наиболее поздним (постмагматическим) — альбит, который замещает калинатровый полевой шпат в гранитах и пегматитах и образует зоны альбититов, обычно приуроченные к эндоконтактовым частям массива. С альбитизацией тесно связаны процессы замещения цветных щелочных минералов псевдоморфозами кварца, магнетита и гематита, образование в породах циркона, малакона и флюорита.

Жильные граниты и гранит-порфиры имеют тот же минеральный состав, что и граниты массива. Структура жильных гранитов мелкозернистая и микропегматитовая, среди них отмечаются как аляскитовые разности, так и обогащенные цветными минералами (эгирином и рибекитом).

В петрохимическом отношении (см. табл. 28) щелочные граниты характеризуются повышенным количеством окисей натрия и калия и незначительным содержанием окисей кальция и магния, но соответственно повышенным содержанием железа. Нередко (в эгиринсодержащих разностях) окисное железо резко преобладает над закисным. Соотношение натрия и калия зависит главным образом от интенсивности альбитизации породы. Спектральным анализом в щелочных гранитах установлены следующие элементы-примеси: цирконий, иттрий, ниобий, олово, молибден, галлий, свинец, цинк, медь и др.

Щелочные граниты мыса Орлова (Шипулин, 1957; Залищак и др., 1960) образуют два удаленных друг от друга на расстояние около 300 *м* небольших куполообразных выхода, составляющих, возможно, единое более крупное тело (101). Больший из этих выходов слагает восточную часть собственно мыса Орлова и имеет в поперечнике вдоль берега моря около 1 *км* (см. рис. 4). Второй, более

http://jurassica.ru/

восточный выход, составляет в поперечнике около 300 *м*. Углы падения контактов пологие в верхней части интрузива и до 30—35° по его краям.

Вмещающие породы представлены серыми биотит-роговообманковыми гранитами Валентиновского массива. Контактовый метаморфизм во вмещающих гранитах проявился в слабом их ороговиковании и более или менее интенсивной альбитизации, связанной с апофизами щелочных гранитов и жилами щелочногранитных пегматитов. Апофизы и жилы щелочных гранитов пересекают дайки разнообразных порфиритов и кварцевых микродиоритов, которые моложе серых гранитов Валентиновского массива. В свою очередь щелочные граниты пересекаются жилами аплитовидных и мелкозернистых щелочных гранитов, щелочных гранит-порфиров, щелочногранитных пегматитов и самыми поздними дайками кварц-плагиоклазовых порфиритов. Контакт щелочных и серых гранитов резкий. Местами вдоль контакта те и другие граниты рассланцованы. В Приконтактовой зоне шириной 15—20 *м* щелочные граниты представлены мелкозернистыми и порфировидными разностями, которые сменяются равномерными средне- и крупнозернистыми щелочными гранитами, составляющими большую часть объема массива. Минеральный состав всех этих фациальных разновидностей гранитов довольно однообразен: микропертит, кварц, рибекит, примесь альбита и биотита со своеобразным плеохроизмом от буровато-зеленого по *Ng* до буровато-красного по *Np*. Акцессорные минералы: циркон, энигматит, астрофиллит, флюорит, рудный минерал, гранат. В Приконтактовой зоне граниты подверглись интенсивному автометасоматозу, который выразился в замещении калиевого полевого шпата альбитом, рибекита — агрегатными псевдоморфозами кварца, магнетита, гематита и хлорита. В таких породах количество кварца заметно увеличивается, появляются скопления флюорита, циркона и сульфидов. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, микропегматитовая.

По минеральному составу жильные аплитовидные и мелкозернистые щелочные граниты, щелочные гранит-порфиры и пегматы аналогичны вышеописанным гранитам. В пегматитах, кроме того, присутствуют фаялит и грюнерит.

Пространственно и, вероятно, генетически со щелочными гранитами связаны гидротермальные кварц-молибденовые жилы. По минеральному составу и петрохимическим особенностям щелочные граниты резко отличаются от известково-щелочных и аляскитовых, широко развитых на территории Приморья. По-видимому, они представляют самостоятельную фазу гранитоидных комплексов, проявившуюся в заключительный этап их формирования и характеризующуюся специфическими чертами связанной с ней эндогенной минерализации (циркон, молибденит, флюорит и др.).

В междуречье Сучан—Судзухе в прибрежной зоне есть несколько крупных гранитных массивов: Успенский (102), гора Черный Куст, массивы правобережья р. Судзухе (103) и др. Эти интрузии сложены близкими по составу гранитоидными породами.

Наиболее крупным из этих интрузий является Успенский массив (400 *км*^{2}), расположенный на берегу моря в приустьевой части р. Судзухе и в окрестностях бухты Успения. Эта интрузия прорывает нижнюю пермь и более древние породы и перекрывается эффузивами приморской свиты. В сложении массива принимают участие биотитовые граниты и гранит-порфиры, гранатсодержащие, роговообманковые, мусковитовые, лейкократовые и аляскитовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты. Всем гранитам характерны резкая зональность плагиоклазов, наличие темно-коричневого биотита, сравнительно большое количество акцессорных минералов (циркон, апатит, сфен, реже ортит), слабое проявление вторичных процессов и катаклаза.

Биотитовые граниты среднезернистые и порфировидные, серые и светло-серые. Они состоят из кварца (30—40%), микроклина (25—50%), плагиоклаз-олигоклаза (10—50%), биотита (1—10%). Структура гипидиоморфнозернистая, бластогранитовая. Порфировидные граниты слагают эндоконтактовую восточную часть массива. Размеры вкрапленников в них достигают 8 *см*. В некоторых разновидностях гранитов присутствуют мелкие (0,1—0,5 *мм*) зерна красно-бурого граната (до 2,5%).

Роговообманково-биотитовые граниты, серые и темно-серые, среднезернистые сложены кварцем (35—45%), плагиоклазом (40%), обыкновенной роговой обманкой и биотитом (до 15%).

Лейкократовые и аляскитовые граниты светло-серые, мелкозернистые, состоят из кварца (30—40%), плагиоклаза (до 30%), микроклина (20—30%), мусковита (до 15%).

Гранодиориты, кварцевые диориты и диориты распространены незначительно, с гранитами они связаны постепенными переходами.

В Успенском массиве встречается много ксенолитов разного состава. Контактовый метаморфизм вблизи массива проявлен очень интенсивно. Зона контактового метаморфизма шириной около 1,5 *км* сложена слюдистыми сланцами и биотитовыми роговиками. Из дайковых пород с Успенским массивом связаны фельзит-порфиры, дациты, пегматиты и другие породы.

https://jurassica.ru/

Гранитоидные породы других массивов весьма сходны с успенскими. Описываемые гранитоиды относятся к ряду пересыщенных глиноземом и кремнекислотой, к группе бедных или богатых щелочами. Некоторые разности принадлежат к ряду нормальных гранитов.

Сходные граниты развиты в бассейне р. Вангоу, где описан крупный Вангоуский массив (104), имеющий площадь около 500 *км*². Вангоуский массив объединяет несколько разобщенных интрузий (в верховьях р. Вангоу, хребта Алексеевского, р. Правая Поперечка и др.), представляющих единое интрузивное тело. Массив протягивается в северо-восточном направлении на расстояние 40 *км* и сложен биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, иногда гранодиоритами. Граниты мелко- и среднезернистые, иногда порфировидные. Структура их гранитовая, гипидиоморфнозернистая. Граниты состоят из кварца (25—35%), калиевого полевого шпата (35—40%), плагиоклаза (25—30%), биотита и роговой обманки (до 15%). Вторичные минералы: хлорит, серицит, эпидот, цоизит. Акцессорные минералы: ортит, циркон, апатит, анатаз, гранат, магнетит и оранжит. Гранодиориты отличаются малым содержанием кварца (до 20%) и большим количеством плагиоклаза (до 40—45%).

Общая характеристика

В различных структурно-тектонических зонах бачелазская серия имеет разный набор пород, а следовательно, и химический состав.

Наиболее полная последовательность внедрения интрузий наблюдается в Главном синклинории и Прибрежном антиклинории, где известны самостоятельные интрузии всех фаз, как правило, разделяющихся на подфазы. Для бассейна рек Бикин и Арму Э. П. Изох и др. (1957) указывают следующую последовательность внедрения интрузий: 1) кварцевые диориты, 2) монцонит-гранодиориты, 3) порфировидные роговообманково-биотитовые граниты, крупно- и среднезернистые биотитовые граниты, мелкозернистые граниты и аляскиты, 4) послегранитовые дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров, 5) дайки диабазов и спессартитов. В зоне Центрального шва и Главном антиклинории гранодиориты и граниты обычно внедряются одновременно, а диориты и монцониты мало распространены.

Различия в наборах пород интрузий разных зон, отчасти объясняющихся их недостаточной изученностью, несомненно существуют. В восточных районах (Главном синклинории и Прибрежном антиклинории) широко развиты монцонитоиды и преобладают биотитовые граниты; в центральных районах (Главном антиклинории) большое распространение имеют гранодиориты, биотит-амфиболовые граниты (III фаза) и встречаются щелочные лампрофиры (камптониты, камптонитовогезиты, мончикиты); западнее, где интрузии серии изучены хуже, по-видимому, граниты и гранодиориты распространены в одинаковой мере, а монцониты отсутствуют.

Минералогия интрузивных пород Бачелазской серии в разных зонах изучена неодинаково. Поэтому установить различия в минеральном составе пород отдельных зон весьма трудно.

Э. П. Изох и др. (1957), изучая интрузивные породы Бачелазской серии, отметили изменение минерального состава образований различных фаз. Установлено, что диориты и монцонитоиды содержат более основные плагиоклазы, среднежелезистый биотит и ограниченный набор акцессорных минералов (апатит, циркон, ильменит). Более молодым гранитоидам свойственны более кислые плагиоклазы, сильножелезистый биотит. Состав акцессорных минералов разнообразнее (ортит, монацит, апатит, циркон, ксенотим, касситерит, флюорит и др.).

Сравнение средних химических составов пород Бачелазской серии со средними составами пород по Дели показывает, что они обеднены натрием и обогащены калием, при содержании щелочей, близком к среднему по Дели. В отношении остальных окислов отмечается об-

https://jurassica.ru/

щая направленность от габбро к гранитам, заключающаяся в увеличении количества кремнезема и обеднении железом, магнием и кальцием. Интрузии Главного синклинория в общем обеднены кремнеземом и обогащены глиноземом и магнезией, а интрузии Центрального шва обогащены кремнеземом и обеднены глиноземом и магнезией. Интрузии Главного антиклинория по составу пород приближаются к интрузиям Главного синклинория, отличаясь обеднением магнезией, а интрузии Даубихинской и Южно-Приморской зон занимают в этом отношении промежуточное положение. Различие крайних типов, по-видимому, объясняется тем, что интрузии Главного синклинория формируются внутри складчатых структур и в процессе эволюции контактируют с песчано-глинистыми породами, обогащаясь при этом глиноземом, тогда как интрузии Центрального шва внедряются по зонам глубинных разломов и в результате меньшей продолжительности эволюции не успевают подвергнуться значительной контаминации. Промежуточный состав пород остальных зон объясняется, возможно, тем, что при формировании их внутри складчатых структур большую роль в их проникновении играли разломы.

Среди интрузий бачелазской серии, как и среди интрузий татибинской серии, можно выделить два морфологических типа: интрузии зон крупных разломов и интрузии складчатых структур. Все отмеченное для этих типов ранее остается справедливым, за исключением того, что интрузии в складчатых структурах имеют более слабые черты конкордантности, которая имеется у интрузий татибинской серии.

Жильные породы татибинской и бачелазской серий

Послегранитовые образования интрузий татибинской и бачелазской серий образовали многочисленные дайки, формировавшиеся в два этапа. Дайки первого этапа (аплиты, гранит-порфиры) имеют сравнительно небольшую мощность и протяженность, а дайки второго этапа (средние и основные породы), наоборот, характеризуются большими размерами. Например, дайки гранодиорит-порфиров в бассейне р. Нанца Арминская прослежены на 1,5—1,8 *км* при мощности 25—50 *м*, в бассейне р. Улахе дайки порфиритов прослежены на 1—5 *км* при мощности до 50 *м*.

Дайковые породы, как уже упоминалось, представлены гранит-аплитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, диабазами, различными порфиритами и лампрофирами среднего и изредка щелочного состава.

Кварцевые порфиры и гранит-порфиры — светлые порфировые породы с тонкозернистой основной массой и вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаза № 18—20 (часто альбитизированного) и очень редкими чешуйками биотита. В основной массе присутствуют те же минералы и, кроме того, много серицита и мусковита. В зависимости от положения по отношению к гранитным массивам выделяются две разновидности. В удаленных от гранитов дайках основная масса содержит мелкие сферолиты или венцы вокруг вкрапленников, состоящие из тонких волокон кварца и калиевого полевого шпата; при более высокой раскристаллизации эти образования обнаруживают микрографическое строение. Породы даек, залегающих в гранитах или вблизи них, имеют микроаллотриоморфнозернистую или фельзитовую структуру, сферолитовые образования отсутствуют. Сферолиты являются продуктом кристаллизации переохлажденного расплава, что позволяет предполагать близкое время формирования гранитных интру-

https://jurassic.ru/

зий и рассматриваемых даек, тем более, что они близки и по другим признакам.

Кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры характеризуются порфировой структурой, обилием вкрапленников андезина или олигоклаза, роговой обманки, рыжевато-бурого среднежелезистого биотита и того или иного количества кварца. Основная масса микрогипидиоморфнозернистая, реже микропойкилитовая или микрогранофировая, состоящая из тех же минералов с примесью калиевого полевого шпата, магнетита, апатита, циркона, сфена, иногда ортита. Наиболее часто встречающиеся кварцевые диорит-порфириты относительно бедны кварцем и характеризуются высоким содержанием извести, магнезии и железа. По петрографическим особенностям они ближе всего стоят к кварцевым диоритам.

Диабазы и диорит-порфириты серые или темно-серые мелкозернистые, часто обладающие концентрически скорлуповатой отдельностью. Они состоят из беспорядочно расположенных удлиненных табличек лабрадора или битовнита (от № 45—50 до № 60—80), часто сильно альбитизированного, промежутки между которыми заполнены вторичными минералами и редкими зернами авгита. Иногда в составе пород отмечаются кварц, биотит, бурая роговая обманка и калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы: рутил, апатит, сфен, пирит, пирротин. Изредка встречаются псевдоморфозы иддингсита по оливину и хлорита по ромбическому пироксену (?). По облику, структуре и характеру первичных минералов породы чаще всего отвечают диабазам, но по химизму ближе всего стоят к лампрофирам (спессартитам) или к диорит-порфиритам.

Спессартиты по облику близки к предыдущим породам. Структура обычно панидиоморфнозернистая, иногда с более высоким идиоморфизмом плагиоклаза и потому близкая к структуре диабазов. Нередко выделения амфибола более крупные и более резко очерченные по сравнению с плагиоклазом. Породы состоят из плагиоклаза № 45—60 (часто сильно альбитизированного) и буро-зеленой роговой обманки, в некоторых породах присутствует авгит, в таких случаях уменьшается содержание амфибола и увеличивается количество плагиоклаза, что приближает породы к диабазам. Иногда встречаются кварц и редко биотит (n_m=1,664). Акцессорные минералы представлены апатитами, сфеном, изредка хромшпинелью и цирконом. По химизму описываемые породы отвечают типичным спессартитам.

Приморская интрузивная серия (датское время)

Первые сведения о гранитоидах описываемой серии появились в начале текущего столетия в работах Вейгеля. В конце двадцатых годов их изучал И. А. Преображенский (1927, 1928), определивший их возраст как послеюрский. Г. П. Воларович (1935 г.) предложил первую схему развития молодого магматизма Приморья, в составе которой группа «приморских гранитоидов» была выделена как третичная. С начала сороковых годов интрузии приморской серии изучали систематически М. А. Фаворская, Ф. К. Шипулин, В. А. Кигай, А. И. Бурдэ, В. И. Рыбалко и ряд других исследователей.

Интрузии приморской серии формировались в послескладчатых условиях на фоне неоднократного возникновения разломов различной глубины заложения, дифференциальных движений крупных глыб и мелких блоков и итенсивной вулканической деятельности.

Геологические данные о возрасте интрузивов этой серии противоречивы. Известно, что они повсеместно прорывают кислые эффузивы

http://jurassic.ru/

ольгинской свиты сенон-датского возраста, а местами также андезиты и туфы вышележащей сияновской свиты (интрузия бухты Тавайза, интрузия 27-го ключа, по данным М. А. Фаворской и В. А. Кигай; интрузии бассейна р. Сица Тернейская и побережья Японского моря между устьем этой реки и устьем р. Иодзыхе, по данным В. В. Ветренникова; интрузии бассейнов рек Янмутьхоуза и Сандагоу, по данным Ю. П. Бидюка). Вместе с тем представители ранней габбро-диоритовой фазы тесно связаны в своем происхождении с андезитами сияновской свиты. Так, по данным В. А. Кигай, диориты массива пади Николаевской располагаются в центральной части поля сияновских андезитов и дают постепенные переходы к породам андезитового облика. В пределах Тернейского массива, по данным В. В. Ветренникова, гранодиориты постепенно переходят к дацитам самаргинской свиты (мыс Егорова).

Наряду с этим Е. В. Быковской (1960 г.) в пади Юшангоу были найдены обломки гранитов в породах, относимых к богопольской свите. Аналогичные наблюдения ранее были сделаны М. А. Фаворской (1956б, 1957а) в районе Владимирского массива. В дальнейшем в одном из разрезов эффузивной толщи (названной впоследствии винской), сопоставлявшейся ранее с богопольской свитой, была собрана флора датского возраста, что и привело к пересмотру возраста богопольской свиты в целом в унифицированной стратиграфической шкале Приморья. Это в свою очередь позволило ряду исследователей принять возраст гранитоидов приморской серии как датский. Однако М. А. Фаворская и другие исследователи считают, что оснований для пересмотра прежней точки зрения о раннепалеогеновом возрасте гранитоидов приморской серии в настоящее время далеко не достаточно.

Это мнение опирается на следующие аргументы: 1) по своему вещественному составу и геологической позиции сияновская свита является несомненным аналогом самаргинской, возраст которой был принят Вторым дальневосточным стратиграфическим совещанием (май, 1965 г.) как палеоценовый. Это обстоятельство ставит под сомнение правильность сопоставления винской толщи, содержащей датскую флору, с богопольской свитой, перекрывающей сияновские андезиты; 2) наличие среди интрузий береговой зоны, наряду с типичными представителями приморской серии, и более древних массивов заставляет очень осторожно относиться к распространению пусть даже однозначных, но единичных наблюдений на серию в целом; 3) определения абсолютного возраста пород из наиболее типичных массивов приморской серии не противоречат их позднемеловому возрасту. Например, интрузия района с. Духово имеет возраст 78±4 млн. лет, интрузия гранит-порфиров района Ахобинского месторождения — 89±3 млн. лет (по биотиту), интрузия горы Темной — 94±3 млн. лет (по биотиту).

Описание интрузий

По своему характеру интрузии могут быть подразделены на две формации: интрузии малых глубин и приповерхностные интрузии. Первые приурочены преимущественно к Прибрежной полосе эффузивов, частично проникая в область Главного синклинория (в частности, к югу от р. Колумбе, по данным А. И. Бурдэ, 1961а; и др.). Распространение их контролируется Восточным Сихотэ-Алинским швом (Беляевский и др., 1955) и оперяющими его разрывами. В центральной и северной частях региона, по мнению Р. Е. Остроумова и др., в размещении интрузий существенную роль играют дугообразные разломы.

http://jurassic.ru/

Приповерхностные интрузии распространены преимущественно в зонах Прибрежного антиклинория, Главного синклинория, где они тяготеют к Центральному структурному шву, и в меньшей мере в пределах Прибрежной полосы эффузивов. В размещении интрузий этого типа более отчетлива роль разломов второго порядка, чем это имеет место для более глубинных интрузий.

Интрузии малых глубин характеризуются трехчленным строением массивов: 1) интрузии кварцевых габбро и монцонитов, 2) нормальные граниты и гранодиориты и 3) аляскитовые граниты. Реже отмечаются массивы простого состава, сложенные представителями наиболее ранней габброидной фазы (интрузия горы Кабанчик, Водораздельная интрузия) или гранитами (интрузии бассейнов р. Кемы и др.). Приповерхностные интрузии в большинстве случаев относятся к моногенному типу.

Одной из типичных интрузий габбро и монцонитов является массив горы Кабанчик (105), расположенный в истоках ключа Каменного, левого притока р. Большая Синанча Иодзыхинская. Это небольшое (0,5 *км*²) изометричное тело, прорывающее мезозойскую (точнее не определена) песчано-глинистую толщу. Интрузия сложена в основном кварцевым габбро-норитом, местами пересеченным прожилками аплита. Сходное строение имеет ряд небольших тел в этом районе (массивы ключей Опытного, Сурьмяного и др.). Кварцевое габбро темно-серое, среднезернистое, состоящее из крупных кристаллов зонального плагиоклаза (55—60%) с лабрадором № 50 в центре и таких же по величине кристаллов авгита (до 10—15%), почти полностью замещенных актинолитом, хлоритом, эпидотом и сфеном. В редких случаях присутствует ромбический пироксен, замещенный агрегатом мелких зерен авгита. Встречаются кристаллы лабрадора, резорбированного более кислой разностью. В подчиненном количестве содержатся зерна незонального андезина. Плагиоклазы значительно альбитизированы. В интерстициях между ними и цветными минералами присутствуют крупные зерна кварца (5—11%), немного калиевого полевого шпата (обычно около 1%, местами до 9%) и в некоторых случаях биотит (до 3%). Зерна магнетита ассоциируются с цветными минералами. Из акцессорных минералов в большом количестве присутствуют апатит и в подчиненном циркон и сфен. Структура пород монцонитовая, местами неясно выраженная офитовая.

В небольшой интрузии ключа Больничного вместе с габбро наблюдаются кварцевые диориты. В них плагиоклаз представлен более кислым андезин-лабрадором, а цветные — преимущественно амфиболом. В подчиненном количестве присутствуют кварц и реликты пироксена.

Подобным, но более сложным является Мутухинский массив (106), описанный М. А. Фаворской и др. (1961) и В. И. Рыбалко и др. (1963 г.). Он расположен на побережье Японского моря между с. Мутухе и бухтой Китовое Ребро. Площадь его достигает 150 *км*². Массив прорывает средние и кислые эффузивы сенона — датского яруса. Центральная часть массива сложена породами переменного состава от кварцевых габбро до кварцевых монцонитов и кварцевых сиенит-диоритов, прорванных гранитами. Вблизи северо-восточного контакта с этими породами граниты обогащены шлирами пегматитов и проникают в монцониты в виде многочисленных неправильных апофиз и даек с округлыми и извилистыми границами. У юго-западного контакта с кварцевыми монцонитами граниты обогащены цветными минералами и пронизывают монцониты массой даек и апофиз, так что местами приобретают облик эруптивной брекчии.

Кварцевые габбро-монцониты, кварцевые монцониты и кварцевые сиенит-диориты образуют единую группу пород. Наиболее основные породы из этой группы представлены кварцевыми габбро-монцонитами темно-серыми, среднезернистыми, состоящими из лабрадора № 60 (до 55%), иногда зонального, авгита (до 10%), зеленой роговой обманки (8—17%), актинолита, биотита (3—10%), кварца (15—20%) и калиевого полевого шпата (3—8%). В некоторых разностях кристаллы лабрадора резорбированы и окружены каймой из более кислого плагиоклаза. Во внутренней, наиболее основной зоне таких новообразований довольно обычны включения мелких, различно ориентированных зернышек пироксена. Роговая обманка частично развивается по пироксену, но образует также и самостоятельные кристаллы. Биотит (реже актинолит) развивается по пироксену и роговой обманке. Калиевый полевой шпат местами содержит микропегматитовые вростки кварца. Кварц корродирует прочие минералы. С цветными ассоциируются титанит, рудный минерал и апатит. По мере увеличения количества калиевого полевого шпата и кварца наблюдается переход от кварцевых габбро-монцонитов к кварцевым монцонитам.

По химическому составу породы кварц-монцонитового типа приближаются к среднему составу кварцевого диорита и монцонита. Для большинства пород кварц-

http://jurassica.ru/

монцонитового типа, в частности для кварцевого сиенит-диорита горы Верблюд, характерно повышенное содержание калия.

Граниты массива также не являются однородными. На протяжении примерно 5 *км* как от северного, так и от южного контактов с эффузивами граниты представлены розовыми или белыми аляскитовыми порфировидными разностями с микропегматитовой структурой, а в центральной части, примыкающей к телу кварцевых монцонитов,— нормальными серыми биотитовыми гранитами с гипидиоморфнозернистой структурой.

В микропегматитовых гранитах встречаются участки, обогащенные крупными ксенолитами меланократовой гибридной породы. Приуроченность ксенолитов к глубоким частям разреза при сохранении ими элементов залегания, свойственных вмещающим породам, указывает, по-видимому, на близость подошвы интрузии и дает основания предполагать, что последняя является лакколитом.

Нормальные граниты содержат мелкие шлиры пегматитового характера. Они встречаются также на контакте этих гранитов с основной интрузией и в пределах последней местами окружают скопления ксенолитов. Мутухинский массив прорван дайками спессартитов, аплитов, гранит-порфиров, андезитов и базальтов, залегающих в субмеридиональных трещинах с крутыми углами падения. Граниты очень сходны во всех интрузиях побережья и охарактеризованы ниже.

Кислые эффузивы ольгинской свиты на контактах с мутухинской интрузией изменены в полосе шириной 10—50 *м* и только на одном участке в средней части массива контактовый метаморфизм проявлен в зоне шириной до 500 *м*. Породы здесь интенсивно перекристаллизованы с образованием порфиробластов калиевого полевого шпата.

В Прибрежной зоне широко распространены более или менее крупные массивы различной формы, сложенные породами гранитоидного ряда. Число их достигает нескольких десятков. Всем им свойственны близкие черты, в частности, удивительное сходство состава, структуры и текстуры пород, условий залегания и пр. Одна из самых крупных интрузий этого типа описана В. В. Ветренниковым в Тернейском районе.

Тернейский массив (107) площадью 385 *км*^{2} располагается на водоразделе рек Иодзыхе и Сахамбе, занимая северные и южные склоны восточного окончания хребта Хунтами. В плане массив имеет очень сложные извилистые очертания, зачастую согласные с очертаниями рельефа, что вместе с широкими (до 1 *км*) ореолами контактовоизмененных пород говорит о пологих углах падения его контактов. Массив приурочен к ядру крупной горст-антиклинали.

Тернейский массив сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранит-порфирами, биотитовыми гранитами и др. В вертикальном разрезе массива, вскрытом от уровня моря до высоты 1000 *м* на хребте Хунтами, никакой зональности не обнаруживается. Наиболее древними образованиями являются кварцевые диориты, гранодиориты и гранит-порфиры. Кварцевые диориты слагают небольшие тела в среднем течении ключа Кунси и вблизи горы Лысой. На периферии гранитного интрузива и в контакте с последним они окварцованы и фельдшпатизированы. Гранодиориты образуют крупные интрузивные тела в восточной части массива и встречаются в виде отторженцев среди гранитов (гора Острая). В обнажениях мыса Егорова В. В. Ветренниковым наблюдался переход от порфировидных гранодиоритов через гранодиорит-порфиры к субинтрузивным дацитам самаргинской свиты. Гранит-порфиры встречены среди биотитовых гранитов в районе горы Лысой. Гранит-порфиры имеют характерный вид. На фоне зеленовато-светло-серой микрогранитовой основной массы выделяются очень крупные, хорошо ограниченные вкрапленники розового калиевого полевого шпата, альбита и кварца. Основная часть массива сложена средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами с ржавым и белым полевым шпатом. Количества биотита и полевых шпатов различной окраски переменны, поэтому иногда возникают фациальные разновидности гранитов, отличающиеся от обычных большим количеством белого полевого шпата и биотита. Массивы таких пород отмечаются к северу от бухты Колумбе и в верхнем течении р. Куналейки. Аляскитовые, аплитовидные граниты слагают небольшие интрузивные тела в бассейнах рек Курума, Куналейка, Кононовка. Мелкозернистые аплитовидные граниты прорывают биотитовые граниты, являясь самыми молодыми породами интрузива.

Петрографические особенности гранитоидов Тернейского массива, в равной мере относящиеся и к другим интрузиям приморской серии, развитым в Прибрежной зоне, приводятся ниже.

Нормальные граниты и гранодиориты из крупных интрузий побережья представляют собой среднезернистые, отчетливо порфировидные

http://jurassica.ru/

породы, состоящие из розового и белого полевого шпата, из серого кварца и чешуек биотита. Полевые шпаты представлены плагиоклазом (12—30%) и микроклином (15—35%). Плагиоклаз — обычно альбит (№ 10) или при переходе к гранодиоритам олигоклаз (до № 25), реже зональный плагиоклаз с андезином № 32 в ядре. Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатым (реже неясно решетчатым) микроклинпертитом. Кварц (около 30%) в некоторых разностях отличается резким волнистым угасанием. Двойники плагиоклаза иногда изогнуты. Цветные минералы представлены преимущественно биотитом (до 5%), в какой-то степени хлоритизированным, реже встречается буровато-зеленая роговая обманка. В составе гранита количественные соотношения между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом подвержены значительным колебаниям. При этом некоторые разности с повышенным содержанием плагиоклаза и пониженным кварца дают переходы к гранодиоритам. Структура пород близка к гипидиоморфнозернистой. Кварц в большинстве случаев корродирует микроклин, реже плагиоклазы, образуя в них неправильные вростки и местами содержит «островки» микроклина. В пределах интрузий нормальные гранитные структуры постепенно переходят в микропегматитовые.

Аляскитовые граниты — темно-розовая порода, содержащая мясо-красный и белый полевой шпат, мелкие чешуйки черного биотита и дымчатый кварц. Полевые шпаты представлены олигоклазом или альбитом (18—36%) и микроклинпертитом (35—53%). Крупные кристаллы олигоклаза обычно идиоморфны. В некоторых разностях в значительном количестве содержатся ксенокристаллы более основного плагиоклаза. Количество микроклина в составе некоторых аляскитовых гранитов в три раза превышает количество плагиоклаза, в других эти количества примерно равны. Структура некоторых разностей аляскитовых гранитов близка к гипидиоморфнозернистой. Характерной ее особенностью является замещение кварцем полевых шпатов, которые сохраняются в зернах кварца в виде островков. Эти структуры дают постепенные переходы к микропегматитовым.

Наряду с нормальными разностями в составе аляскитовых массивов обычны породы, имеющие признаки гибридизма. В подобных разностях увеличивается относительное количество основного плагиоклаза и цветных, представленных биотитом или роговой обманкой. Плагиоклаз, нередко зональный, с основным андезином в ядре, кристаллы андезина бывают резорбированы более кислым плагиоклазом. Цветные располагаются кучно, ассоциируясь с магнетитом и апатитом.

В петрохимическом отношении нормальные граниты в большинстве своем характеризуются более высоким содержанием кремнекислоты и меньшим количеством фемической составляющей, чем это имеет место для среднего состава послекембрийских гранитов, по Дели. Напротив, аляскитовые граниты менее богаты кремнекислотой и содержат больше железо-магнезиальных компонентов, чем средний аляскит, по Дели. Некоторые образцы нормальных гранитов характеризуются незначительной пересыщенностью глиноземом, соответствующей среднему составу гранита, по Дели, а аляскитовые — более высокой пересыщенностью, соответствующей нормальному аляскиту. По количеству полевошпатовой извести главная масса всех гранитов попадает в интервал между средними значениями для гранита и аляскита. Отношение $Na_2O : H_2O$ в большинстве случаев совпадает со средним составом гранитов или соответственно аляскитов.

Западнее Прибрежной полосы эффузивов в пределах Главного синклинория среди интрузий приморской серии преобладают представи-

http://jurassic.ru/

тели *приповерхностной формации*. Они сложены гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и монцонитоидами.

Интрузии монцонитоидов образуют вытянутые или более или менее изометричные тела с крутыми контактами. Слагающие их породы в общем аналогичны монцонитоидным породам Прибрежной полосы эффузивов. В их наиболее кислых разностях, соответствующих по составу сиенит-диоритам, количество калиевого полевого шпата достигает 15 и даже 20% (интрузии Водораздельная, ключа Лапшина и др.). В интрузиях, расположенных в бассейне р. Кема — массив р. Ильмо и др., весьма характерны явления замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом. В кварцевых диоритах и монцонитах этих районов крупные порфировые зерна калиевого полевого шпата бывают переполнены реликтами дезинтегрированных зерен плагиоклаза.

В интрузиях этих районов весьма часта и альбитизация плагиоклаза. По химическому составу породы этих районов относятся к типу, промежуточному между средним гранодиоритом и средним диоритом (включая кварцевые диориты). От среднего диорита они отличаются повышенным содержанием SiO_2 и недостатком CaO, FeO и Na_2O, от среднего гранодиорита — меньшим количеством SiO_2, Al_2O_3, Na_2O и большим Fe_2O_3, FeO и CaO.

Интрузии гранодиоритов и гранодиорит-порфиров — массивы бассейна Эрдагоуский (109), Великоманский (110) — наиболее характерны как самостоятельные тела приповерхностного типа в Главном синклинории. Местами они образуют дайкообразные тела значительной протяженности (до 10 *км*) и мощности (до 1 *км*), с крутыми контактами. Форма их в плане очень сложная, с многочисленными разветвлениями, в которых зажаты блоки почти неизмененных осадочных пород. Макроскопически это серые среднезернистые породы с криптовой и порфировидной структурой. Для некоторых из них характерна резкая изменчивость состава (массив у слияния рек Левая Эрдагоу и Правая Эрдагоу) от диорит-порфиров до гранит-порфиров, с участками гипидиоморфной, монцонитовой и габбро-офитовой структур основной массы. Для группы пород в целом, однако, более обычны микрогранитная и микроаплитовая структуры, местами переходящие у контактов, и микропегматитовые. В этих породах вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом и биотитом, реже в числе вкрапленников отмечается кварц в виде оплавленных выделений.

Плагиоклаз обычно более основной в центре массивов (до лабрадора № 55) и более кислый по периферии (андезин № 40—45). По нему нередко развивается калиевый полевой шпат. Последний вместе с кварцем образует скопления ксеноморфных зерен или микропегматитовые срастания в эндоконтактовых разностях пород. В отдельных случаях среди цветных отмечается ромбический пироксен. Гранодиориты и гранодиорит-порфиры всегда сильно обогащены железом (закисным и окисным), а также калием. Последние хорошо увязываются с широко проявленной калишпатизацией. Как правило, они обеднены магнием и особенно кальцием по отношению к соответствующим средним типам.

В Тетюхинском (Баскина, 1965), Кавалеровском (И. Н. Томсон, В. П. Полохов, 1960б) и Тернейском (Бурдэ, 1964б; В. В. Ветренников, 1965 г.) районах, в большинстве случаев в пределах рудных полей, установлены интрузии аляскитовых гранит-порфиров, структуры которых по направлению от более глубоких участков к краевым зонам дают постепенные переходы к структурам, характерным для субвулканических и даже эффузивных образований. Эти породы близки к описанным ранее аляскитам, но представляют их близповерхностную разность.

https://jurassic.ru/

Гранит-порфиры описываемого типа светлые порфировидные, со средне- и мелкозернистой основной массой. Входящий в их состав плагиоклаз (альбит и альбит-олигоклаз) нередко образует сростки таблитчатых и короткостолбчатых кристаллов. Калиевый полевой шпат (местами со слабо проявленной микроклиновой решеткой) почти не уступает по размерам плагиоклазу, зерна его ксеноморфные. Кварц в основном наблюдается в микрографических врастках в калиевом полевом шпате. Иногда образуется позднемагматический кварц, метасоматически замещающий полевые шпаты. Отмечаются единичные листочки биотита, развивающегося по полевым шпатам или в промежутках между ними. В основной массе биотит часто корродирует кварцевые вростки или проникает в них по трещинам. Ассоциация биотита и содержащихся в нем магнетита, циркона, апатита является наиболее поздней. Основная масса имеет микрографическую или микропегматитовую структуру, переходящие в апикальных частях интрузии в чрезвычайно тонкие микрографические или сферолитовые разности (Араратская интрузия в бассейне р. Ахобе).

Примером таких интрузий являются гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры горы Мира (111). По данным Ю. С. Липкина (1956 г.), в верховье р. Левая Эрдагоу (гора Мира) небольшой массив гранит-порфиров прорывают обсидиановые и липаритовые лавы (богопольская свита).

Гранит-порфиры горы Мира, по данным В. П. Полохова, представляют собой зеленовато-серые породы, содержащие множество порфировых выделений дипирамидального кварца. Реже встречаются вкрапленники биотита и амфибола. Отмечаются постепенные переходы от гранит-порфиров по периферии массива до порфировидных гранитов в центре.

В Южно-Приморской зоне интрузии приморской серии выделяются условно. Все они относятся к формации приповерхностных интрузий и представлены, по данным А. Г. Аблаева, Б. И. Васильева, Ф. Р. Лихта, А. П. Щупловой, С. А. Чеха и др., штоками, дайками, экструзиями, лаполитообразными телами и интрузивными залежами. Форма их часто очень сложна. А. Г. Аблаев, описывая в обнажении пластовую интрузию кварцевых диоритовых порфиритов на правобережье р. Кангауз, отмечает, что контакты кварцевых диоритовых порфиритов с осадочными породами то имеют согласный характер, то постепенно становятся секущими. Вследствие такого сочетания контактов форма интрузивного тела настолько усложняется, что ей трудно дать какое-либо определенное название. Эти интрузии сложены диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами.

Жильные породы

Интрузивные массивы сопровождаются серией даек, причем определенные типы последних следуют по времени образования за представителями различных фаз сложных интрузивных массивов. Дайки приурочены преимущественно к самим массивам или к их экзоконтактовым зонам. Для наиболее типичных трехчленных интрузий побережья наблюдается следующая последовательность внедрения даек. Вслед за интрузиями нормальных гранитов и грано-диоритов внедряются дайки спессартитов и аплитов первой генерации. За аляскитами образуются аплиты второй генерации. В заключение внедряется серия разнообразных даек от ранних гранит- и фельзит-порфиров до габбро-порфиритов и диорит-порфиритов нескольких генераций. Отдельные звенья этой

http://jurassic.ru/

типичной последовательности в некоторых случаях, по-видимому, меняются местами. Интрузии габбро и монцонитоидов практически не обладают собственной жильной серией, если не считать немногочисленных проявлений габбро-пегматитов.

Дайки аплитов мощностью до 0,5 *м* характеризуются преобладанием пологих залеганий, соответствующих, по-видимому, эндогенной тектонике материнских интрузивов и непостоянных в региональном масштабе. Дайки спессартитов и диорит-порфиритов образуют на некоторых участках скопления и характеризуются преимущественно северо-восточными и меридиональными, реже субширотными простираниями с крутыми падениями на северо-запад и юго-восток. Мощность их обычно колеблется от 0,5 до 2 *м*, реже достигает 5 *м*. По простиранию некоторые из даек прослеживаются на протяжении 0,5 *км*. Значительное постоянство элементов залегания этой группы даек говорит об их приуроченности к системам трещин регионального значения. За пределами Прибрежной зоны близкие по составу дайки зачастую являются спутниками рудных жил. Возможно, что в подобных случаях они приурочены к кровле еще не вскрытых интрузий. Дайки гранит-порфиров имеют мощность до нескольких десятков метров. Преобладают северо-восточные простирания и крутые падения.

Спессартиты отличаются высоким содержанием цветных минералов, преимущественно роговой обманки (до 80%). Наибольшее распространение имеют разности с вкрапленниками андезина, но в некоторых присутствует лабрадор. Роговая обманка представлена бледно-зеленой разностью, развивающейся по бурой роговой обманке, реже по пироксену. Наблюдаются крупные выделения пирита и сфена. Основная масса сложена амфиболом, плагиоклазом, кварцем, биотитом, рудным минералом и сфеном. Порода в целом отличается значительной свежестью. Структура основной массы спессартитов гранобластовая, иногда микропойкилитовая.

Аплиты первой генерации по составу близки к вмещающим их нормальным гранитам и сложены микроклин-пертитом (до 40%), альбитом или олигоклазом, кварцем и биотитом, реже присутствует роговая обманка. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, циркон и гранат. Структура аплитов паналлотриоморфнозернистая или гипидиоморфнозернистая.

Аплиты второй генерации отличаются от первых высоким содержанием микроклин-пертита (более 50%, а в дайках бухты Тавайза местами до 90%), а также преобладанием микропегматитовых структур.

Среди гранодиорит- и гранит-порфиров в составе вкрапленников преобладают олигоклаз или альбит, реже присутствует кварц, а в некоторых гранит-порфирах также калиевый полевой шпат. Основная масса сложена альбитом, калиевым полевым шпатом и кварцем. В небольших количествах присутствуют также хлорит, серицит, рудный минерал, циркон и сфен. Структура основной массы микропегматитовая или сферолитовая, иногда фельзитовая.

Диорит-порфириты и габбро-порфириты по времени своего образования, как уже отмечалось, являются наиболее поздними магматическими продуктами в процессе формирования описываемых сложных интрузивных массивов и значительно оторваны по времени от даек спессартитового состава.

По составу среди этих пород отмечены как более кислые, так и более основные разности. Первые содержат во вкрапленниках олигоклаз (№ 25—30), авгит и зеленую или бурую роговую обманку. В типичном случае плагиоклаз преобладает над цветными минералами, а при увеличении числа последних отмечаются переходные разности

https://jurassica.ru/

к спессартитам. Для всей группы в целом характерно присутствие в основной массе ксеноморфных выделений первичного кварца. Чрезвычайно характерны также вторичные процессы автометаморфического характера, из которых наибольшее значение имеют карбонатизация и хлоритизация, а актинолитизация и эпидотизация играют подчиненную роль. Некоторые дайки пересечены прожилками пирита. Интенсивное развитие автометаморфических процессов замещения является существенным отличием группы диорит-порфиритовых даек от группы спессартитов.

По химическому составу кварцевые диорит-порфириты из даек района бухты Тавайзы близки к среднему кварцевому диориту, по Дели. Гранит-порфир из даек по количеству полевошпатовой извести занимает промежуточное положение между средним гранитом и средним аляскитом. Некоторые разности этих пород отличаются повышенным содержанием калия.

Изучение даек рудных полей на месторождениях Кавалеровской группы (Фаворская и др., 1961) позволяет сравнивать различные типы этих даек с описанными выше, имеющими региональное распространение, что в свою очередь позволяет судить о положении даек рудных полей в общем процессе развития молодого магматизма. Из числа месторождений Кавалеровской группы по обилию и разнообразию даек основного состава наибольший интерес представляет Хрустальное месторождение. По составу и строению дайки Хрустального месторождения ничем не отличаются от описанных выше диорит-порфиритов и габбро-порфиритов, связанных в пределах региона с интрузивными массивами приморской серии. Однако наряду с явлениями карбонатизации и хлоритизации, характерными для этих последних, в дорудных и внутриминерализационных дайках рудных полей широко развиты серицитизация и мусковитизация, приуроченные к участкам пересечения даек рудными прожилками.

Общая характеристика

Среди интрузии Приморской серии выделяются две группы. К первой относятся интрузии малых глубин, ко второй — приповерхностные интрузии.

В настоящее время нет достаточных данных для решения вопроса о том, являются ли представители двух охарактеризованных выше формаций одновременными в узком значении этого понятия. Приведенные выше описания обеих групп указывают на ряд общих особенностей состава пород и строения массивов. Наиболее существенным различием является глубина их застывания, для интрузий первой группы измеряемая первыми километрами, а для интрузий второй группы являющаяся в большинстве случаев ничтожной, вплоть до непосредственных выходов магмы на земную поверхность. А. И. Бурдэ отмечает, что для группы интрузий, принадлежащих второй формации, в верховьях р. Иман отмечена серия жильных пород (плагиопорфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов и др.), сопутствующих первой фазе интрузивного магматизма (интрузиям повышенной основности). По данным М. А. Фаворской, для интрузий формации малых глубин в пределах Прибрежной полосы дайки этого типа следовали только за третьей интрузивной субфазой, представленной аляскитами.

Интрузии Прибрежной полосы внедрялись в тектонически разбитые и даже смятые вблизи от разрывных нарушений верхнемеловые эффузивы зоны Восточного шва. При этом образовывались крупные

https://jurassica.ru/

межформационные тела на границе осадочных и вулканогенных свит или эффузивных толщ различного состава.

Для интрузий характерны значительные размеры. Наиболее крупными являются интрузии нормальных гранитов, в то время как интрузии монцонитов и аляскитов не превышают обычно в поперечнике 3—5 *км*. По форме это штоки или мощные интрузивные залежи, нижняя граница которых намечается по скоплениям ксенолитов, ориентированных согласно с вмещающими породами (интрузии Мутухинская, Исаковская, Владимирская и др.). О глубине формирования гранитоидных массивов можно судить на основании того, что эти интрузии прорывают пологозалегающие андезиты сияновской свиты и перекрываются непосредственно следующими за ними во времени дацитовыми туфолавами, относимыми к богопольской свите. Глубина формирования подобных комплексов не может, следовательно, превышать максимальную мощность андезитовых покровов, равную примерно 500—1000 *м*. Глубина эрозионного среза для различных интрузий неодинакова, так что наряду с массивами, обнаженными только в своих апикальных частях, в береговых обрывах Японского моря наблюдаются разрезы интрузивных тел до глубины около 500 *м*. Характерны полнокристаллические структуры и отсутствие закалки на контактах. Представители трех интрузивных субфаз в их составе (монцонитоиды, граниты, аляскиты), согласно представлениям М. А. Фаворской, основанным на детальных исследованиях в пределах Прибрежной полосы, тесно связаны между собой генетически и образуются в процессе глубинной ассимиляции магмой нормального гранитного состава интрузивных и эффузивных пород повышенной основности. В то же время интрузии габбро и диоритов (типа интрузии горы Кабанчик) являются интрузивными аналогами андезитов самаргинской свиты. Серии даек диорит-порфиритового и гранит-порфирового состава связаны с описываемыми массивами единством глубинного очага.

Интрузии приповерхностной фации характеризуются небольшими размерами (до 1—3 *км* в поперечнике), резко выраженными зонами закалки и порфировидными структурами. Они сложены преимущественно гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами, а также диоритами, диорит-порфиритами и монцонит-порфирами, переходящими в зонах закалки в породы эффузивного облика. Местами состав пород меняется в пределах одного массива. А. И. Бурдэ относит к приморской серии дайки пироксенитов, установленные в пределах Главного антиклинория. По данным В. А. Баскиной (1965), И. Н. Томсона и В. П. Полохова и др., интрузии приповерхностной фации сопровождаются чрезвычайно интенсивными ореолами ороговикования, биотитизации и турмалинизации. Нередко они располагаются в виде цепочек вдоль крупных разломов, приобретая в плане вытянутую форму (бассейны р. Судзухе — по С. М. Тащи; рек Янмутьхоуза и Сандагоу — по Ю. П. Бидюку; рек Эрдагоу и Кенцухе — по И. Н. Томсону и В. П. Полохову). Формы интрузий разнообразны. Наряду со штоками, обладающими крутыми несогласными контактами (Араратский массив в бассейне р. Ахобе и др.), часты причудливые формы массивов с непосредственными переходами на местности от жерловин и даек к покровам (интрузии бассейнов р. Ахобе — по данным В. А. Баскиной, р. Тудагоу — по данным А. Н. Щупловой, 1958 г. и др.).

В группу интрузий второй приповерхностной формации в настоящее время нередко объединяют генетически разнородные образования. Часть интрузий, наиболее близкая по составу к описанным интрузиям малых глубин, по-видимому, близка к ним и генетически. Тот факт, что небольшие интрузии этого типа нередко бывают окружены обшир-

http://jurassic.ru/

ными контактовыми ореолами, свидетельствует об увеличении их размеров с глубиной. Это в свою очередь позволяет считать небольшие трещинные тела, приуроченные к нарушениям второго порядка, апофизами более крупных тел, соединявшими их с поверхностью или приповерхностными зонами.

Наряду с описанными собственно интрузивными образованиями в состав этой группы нередко включаются корни различных эффузивов. Там, где интрузии приповерхностной формации изучены детально (бассейны рек Тетюхе и Ахобе, Кавалеровский район), удалось установить, что субэффузивные разности отличаются от соответствующих интрузий приповерхностной фации бедностью акцессориями, слабым контактовым воздействием и особенностями состава, сближающими их с регионально распространенными эффузивами соответствующего возраста. Примером подобных образований могут служить субвулканические дацитовые порфиры, описанные В. П. Полоховым в Кавалеровском районе.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ, СВЯЗАННЫЙ С ПОЗДНЕМЕЛОВЫМИ ИНТРУЗИЯМИ

Контактовые изменения около интрузий татибинской серии на большинстве участков их распространения заключаются в биотитизации, перекристаллизации, хлоритизации, серицитизации и в ряде других менее распространенных процессов. Контактовые изменения интенсивно проявлены возле интрузий Южно-Приморской зоны. По мере удаления от интрузий наблюдаются:

1. Зона роговиков — полностью перекристаллизованные породы, состоящие из кварца, биотита и подчиненного количества калиевого полевого шпата, мусковита и гиперстена. Роговики образованы в результате метаморфизма песчано-глинистых пород и биотитизированных позднепермских гранитов, пронизанных прожилками аплитовидных и мелкозернистых гранитов мощностью 0,5—1 *см*. Иногда породы грейзенизированы. Ширина зоны роговиков около гранодиоритов 100—400 *м*, около гранитов 80—150 *м*.
2. Зона окварцованных и хлоритизированных пород с андалузитом (хиастолитом) и участками сплошных андалузит-хлоритовых пород, наблюдающаяся в основном около гранодиоритовых интрузий, ширина ее до 1000 *м*.
3. Зона слабо окварцованных пород, постепенно переходящих в неизмененные породы. Ширина ее до 600—1000 *м*.

Эндоконтактовые изменения интрузивных пород бачелазской серии, характер ксенолитов в них и проявления контактового метаморфизма около интрузии представляются в настоящее время однотипными с изменениями, вызванными внедрениями интрузий татибинской серии. Задачей дальнейших исследований является выяснение различий в указанных изменениях. Сколько-нибудь существенных эндоконтактовых изменений гранитных интрузий не отмечается.

Вмещающими породами интрузий бачелазской серии Главного антиклинория являются глинистые, серицито-кварцевые и другие сланцы, кремнистые породы и средние эффузивы, часто по составу близкие к прорывающим их интрузиям. В эндоконтактовой зоне наблюдаются аляскитовые, реже аплитовидные граниты.

Массивы зоны Центрального шва характеризуются повышением основности по мере приближения к контактам. Имеются указания, что более основные породы представляют отдельную фазу внедрения (В. А. Кигай и др.).

Интрузии Ханкайского массива и Даубихинской зоны прорывают гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, известняки, песчаники, алевролиты, средние и кислые эффузивы. Эндоконтактовые изменения

http://jurassic.ru/

заключаются в увеличении кислотности пород даже в тех случаях, когда вмещающие породы содержат прослои известняков. Габбро переходят в диориты, в гранодиоритах появляются участки аляскитовых гранитов.

В ряде массивов Главного синклинория и Южно-Приморской зоны отмечены ксенолиты шаровидной или эллипсоидальной и угловатой и остроугольной формы с размерами от долей миллиметров до нескольких метров. Границы ксенолитов обычно резкие, иногда слегка размытые. У ксенолитов сохранились первичная форма и границы даже в случае их сильной переработки.

В экзоконтактовых ореолах интрузий бачелазской серии, прорывающих песчано-глинистые породы, выделяются внутренняя, средняя и внешняя зоны. Роговики внутренней зоны, обычно имеющей ширину не более 100—200 *м*, образовались в результате полной перекристаллизации вмещающих пород. Они состоят в основном из кварца, биотита. В подчиненном количестве присутствуют калиевый полевой шпат и плагиоклаз, отмечается примесь мусковита, серицита, турмалина, граната. В редких случаях наблюдаются биотит-ставролит-андалузитовые и биотит-скаполит-кордиеритовые роговики. В непосредственной близости (10—15 *м*) от крупных гранитных интрузий иногда возникают небольшие участки гранитизированных пород с аллотриоморфнозернистой или микропегматитовой структурами.

В средней зоне экзоконтактовых ореолов шириной до 200—300 *м* степень перекристаллизации пород более слабая, благодаря чему распознаются первичные текстуры пород и состав кластического материала. Глинистые породы превращены в мелкоузловатые кордиеритовые роговики, а в глинистом заполняющем веществе песчаников развиваются обильные новообразования биотита. «Узелки» состоят из одного или нескольких минералов, в последнем случае они часто зональны.

Во внешней зоне экзоконтактовых ореолов (ширина вокруг кислых интрузий до 2—3 *км*) распространены слабо перекристаллизованные биотитизированные породы. В Даубихинской и Ханкайской зонах контактовые изменения заключаются в биотитизации и перекристаллизации пород с образованием биотит-кварцевых и андалузит (хиастолит)-биотит-кварцевых роговиков. Карбонатные породы превращаются в мраморы, пироксен-гранатовые, пироксен-скаполитовые, эпидотовые и другие скарны. Ширина скарновых зон до 100—200 *м*, а общая ширина зоны измененных пород 500—1000 *м*.

В пределах Главного синклинория и Главного антиклинория Ю. Н. Размахнин и Э. М. Размахнина выделяют два поля развития роговиков — Бикино-Вакское (площадью 12 тыс. $км^2$) и Имано-Улахинское (площадью 4500 $км^2$). Кроме того, в бассейнах рек Колумбе и Себучар отмечены еще два более мелких поля роговиков.

Для Бикино-Вакского и Имано-Улахинского полей роговиков характерны следующие основные черты: 1) площадь метаморфизованных пород значительно превышает контуры выходов интрузивных пород на дневную поверхность; 2) поля роговиков вытянуты в северо-восточном направлении под острым углом к Центральному структурному шву; 3) относительно Главного синклинория и Главного антиклинория поля роговиков являются «сквозьструктурными» образованиями. По мнению Ю. Н. Размахнина, Бикино-Вакское роговиковое поле локализовано в районе с приподнятым фундаментом над огромной невскрытой интрузией гранитоидов, названной им Бикино-Вакским «криптобатолитом». Следует отметить, что в «криптобатолит» Ю. Н. Размахнин объединяет разновозрастные интрузии (от пермских? до позднемеловых) и что возникновение повышенных значений гравитационного поля

https://jurassica.ru/

плохо вяжется с широким распространением гранитоидных пород, которые скорее способны вызвать понижение поля. Как следует из изучения интрузивных массивов, в разных тектонических зонах и среди различных вмещающих пород прямой зависимости между составом последних и составом интрузивных пород нет. Эндоконтактовые изменения в большинстве интрузивов отсутствуют или являются второстепенными, что свидетельствует о малой роли явлений ассимиляции. Поэтому основная тенденция развития магматизма, как представляется по имеющимся данным, состоит в закономерном и последовательном изменении состава магм от основных к кислым в ходе самого процесса магмообразования в глубинном магматическом очаге.

Контактовый метаморфизм вблизи интрузий приморской серии проявлен довольно сильно. Ширина контактового ореола находится в четкой зависимости от характера контактов. У крутых контактов воздействие распространяется всего на 1—2 *м*, у пологих — на первые километры.

Характер контактовых изменений отличается значительным сходством для всех представителей сложных интрузивных массивов формации малых глубин (монцонитоидов, нормальных и аляскитовых гранитов). На контакте с порфиритами возникают амфибол-плагиоклазовые и биотит-плагиоклазовые роговики. На контакте с песчаниками и кислыми эффузивами наблюдаются серицитизация, альбитизация, турмалинизация и окварцевание. В некоторых случаях интенсивная серицитизация, пиритизация и окварцевание туфов кварцевых порфиров приводят к образованию пород типа вторичных кварцитов.

Для интрузий формации малых глубин наиболее характерен процесс обогащения эндоконтактовой части калием (Фаворская, 1956б). В результате обогащения калием кварцевые габбро и подобные им породы переходят в монцониты, габбро-монцониты, габбро-сиениты и далее в сиенит-диориты (интрузии горы Кабанчик и др.), монцонитоидные породы переходят в сиенит-диориты (Владимирская интрузия, интрузии в верховьях р. Тетюхе и др.). Явление обогащения породы в эндоконтакте калием наряду с другими процессами очень характерно и для гранитных интрузий (Мутухинская, интрузия мыса Мраморного и др.). Изменение зернистости и появление порфировидных структур вблизи контакта в пределах этой группы интрузий выражены слабо.

На контакте с интрузией габбро (гора Кабанчик) глинистые сланцы превращены в пироксеновые роговики. На контакте некоторых гранитных массивов (интрузии бассейна р. Щербаковки, Владимирский массив) отмечены участки инъекционных полосчатых пород, сложенных кварцем, полевыми шпатами и биотитом, близкими по составу к гранитам. У северного контакта Владимирского массива элементы залегания полосчатости в этих породах совпадают с ориентировкой плоских ксенолитов.

Приповерхностные интрузии нередко характеризуются контактовыми ореолами шириной до 5—7 *км*, несравнимо большими, чем их выходы на поверхности в современном эрозионном срезе, и с несомненностью свидетельствующими о расширении интрузий на глубине. Типичными контактовыми процессами для этой группы интрузий являются биотитизация, турмалинизация и окварцевание, в меньшей мере хлоритизация. В Главном синклинории отмечены многочисленные участки подобных изменений, приуроченные, по-видимому, к криптобатолитовым зонам интрузий (район пос. Краснореченского, горы Лысой и др.).

Для интрузий формации приповерхностных глубин характерна отчетливая закалка на контактах, причем в ряде случаев возникают породы, с трудом отличимые от эффузивов.

http://jurassic.ru/

Ксенолиты в интрузиях Прибрежной полосы представлены обломками порфиритов, причем обычно степень их изменения настолько велика, что первичный характер породы устанавливается с трудом. По мере увеличения степени переработки материала ксенолитов авгит и роговая обманка в их составе замещаются биотитом, вместо основного плагиоклаза появляются зональные разности с андезином в ядре и олигоклазом во внешней кайме или простые идиоморфные выделения олигоклаза или андезина. При значительной степени изменения в составе ксенолитов появляется микроклин-пертит, вслед за тем большое количество поздних альбита и кварца. Наиболее измененные разности имеют расплывчатые контуры и состоят из микроклин-пертита, олигоклаз-андезина, иногда зонального, и большого количества альбита, биотита и кварца. Кварц замещает все прочие минералы. Акцессорные представлены заметным количеством апатита, сфеном и магнетитом. Иногда из числа рудных минералов присутствует пирит. Значительная роль принадлежит вторичным минералам: хлориту, эпидоту и серициту. Таким образом, в ксенолитах, как и во вмещающих порфиритах, изменения обусловлены биотитизацией, альбитизацией и окварцеванием, однако проникновение калия в породу ксенолитов ведет к образованию не только биотита, но и калиевого полевого шпата.

Наряду с ксенолитами вышеописанного типа, в нормальных гранитах южной части Прибрежной полосы были установлены ксенолиты, связанные постепенными переходами с аляскитовой разностью гранитов, образующей вокруг ксенолитов кайму. Аляскиты в свою очередь связаны постепенными переходами с нормальными разностями гранитов. В составе аляскитовой каймы, окружающей ксенолиты, свыше 50% принадлежит калиевому полевому шпату — пертиту.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Палеогеновые интрузии изучены еще слабо и по этой причине их во многих местах относят к позднемеловой приморской серии. Они прорывают кузнецовскую свиту, как липариты и обсидианы палеоцена, и перекрыты олигоценовыми отложениями. Распределены они незначительно. В верховьях р. Иман Е. Д. Касьяном и др. (1960 г.) и В. И. Рыбалко и др. (1962 г.) описаны экструзивные тела санидиновых сиенит-порфиров, представляющих собой жерловую фацию наиболее молодых олигоценовых липаритов (брусиловская свита). Дайки санидиновых липаритов аналогичного происхождения описаны В. А. Кигай в бассейне р. Ахобе. За пределами Приморья, в бухте Гроссевичи, на продолжении к северу тектонических структур Сихотэ-Алиня Л. Б. Кривицкий обнаружил интрузию гранодиорит-порфиров, прорывающую кузнецовскую свиту эоценового возраста. Аналогичные соотношения монцонит-порфиров с кузнецовской свитой наблюдала М. А. Фаворская в районе ж.-д. разъезда Акур (Северный Сихотэ-Алинь). Вместе с тем представляется вероятным, что внедрение гранодиорит-порфиров предшествовало формированию туфогенно-осадочной свиты эоцен-олигоцена, так как к моменту образования переслаивающихся с этой свитой липаритов массивы гранодиорит-порфиров были уже выведены на поверхность. Все это определяет возраст палеогеновых интрузий в пределах эоцена (табл. 30).

Палеогеновые интрузии Прибрежной полосы, не превышающие 0,5 *км* в поперечнике, сложены гранодиорит-порфирами. Иногда (Ольгинский район) отмечается приуроченность гранодиорит-порфиров к краевым зонам крупных гранитных массивов приморской серии. Рез-

https://jurassica.ru/

Таблица 30

Абсолютный возраст палеогеновых интрузивных пород

Номер пробы	Название породы	Место отбора пробы	K, %	$K^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$, г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст в млн. лет
45	Гранит	Река Мутухе (гранитный массив)	3,70	45,10	0,155	0,00344	61±3
67-а	»	Там же	3,19	38,9	0,137	0,00352	62±3
71	»	» »	3,43	41,8	0,156	0,0037	66±3,5
Б-64	»	Мыс Мраморный (устье р. Аввакумовка)	5,84	71,2	0,221	0,0031	55±3
3000	Гранит-порфир	Участок Довгалевский	4,36	53,2	0,198	0,0037	66±0,5
277	Гранофир	Шток Светлого отвода	3,70	45,1	0,145	0,0032	56±3

кая порфировидность этих пород свидетельствует о субинтрузивных условиях их образования.

Гранодиорит-порфиры светло-серые с вкрапленниками кварца, белого полевого шпата и черного амфибола. Вкрапленники полевого шпата, достигающие в поперечнике 2—3 *мм*, представлены кислыми разностями от альбит-олигоклаза до олигоклаза (№ 25). Реже плагиоклаз вкрапленников более основной и зональный. В редких случаях во вкрапленниках присутствует также микроклин-пертит.

Амфибол вкрапленников представлен бурой роговой обманкой и в большинстве случаев значительно замещен хлоритом, эпидотом, лейкоксеном и рудным минералом. В некоторых разностях присутствуют также крупные оплавленные вкрапленники кварца. Структура основной массы микрогранитная или микропойкилитовая. В основной массе некоторых разностей идиоморфные кристаллики олигоклаза окружены калиевым полевым шпатом — микропертитом. В отличие от описанных типичных гранодиорит-порфиров, породы интрузии с. Духово характеризуются более основным составом плагиоклазов вкрапленников, менее значительной ролью калиевого полевого шпата и могут быть отнесены к кварцевым диорит-порфиритам. Состав гранодиорит-порфиров близок к среднему составу гранодиорита, по Дели.

В пределах Главного синклинория наблюдаются относительно крупные (до 10—20 $км^2$) тела сиенит-порфиров (массивы гор Сопигора, Ороченской и др.), представляющие вытянутые в субширотном или северо-восточном направлении тела с крутыми контактами. Слагающие их санидиновые сиенит-порфиры представляют собой полнокристаллические порфировые породы зеленого или темно-зеленого (реже розовато-зеленого) цвета. Порфировые выделения калиевого полевого шпата образуют таблитчатые, хорошо ограниченные кристаллы размером от 3 до 10 *мм*. Количество фенокристов колеблется от 10 до 30%. Калиевый полевой шпат составляет до 90% всех вкрапленников. Кроме калиевого полевого шпата изредка присутствуют таблитчатые вкрапленники плагиоклаза и удлиненные моноклинного пироксена. Калиевый полевой шпат представлен почти исключительно санидином, довольно свежим, прозрачным, изредка пелитизированным. Еще реже наблюдается образование пертитов, но и в этом случае угол $2V$ не превышает —20°. В свежих разностях он колеблется от —10° до —15°. Плагиоклаз (№ 30—40) зональный, как правило, сильно серицитизирован-

http://jurassic.ru/

ный и альбитизированный с периферии. Пироксен представлен пижонитом. Он часто замещается мелкочешуйчатым биотитом и хлоритом.

Основная масса в разностях пород, взятых из наиболее глубоких частей интрузии, имеет среднюю между интерсертальной и бостонитовой структуру. Она сложена крупными (до 0,5 *мм*) лейстами санидина, беспорядочно ориентированными. Угловатые промежутки между ними выполнены ксеноморфными зернами кварца (до 10%) и очень редко — пижонитом. Санидин в основной массе всегда просто сдвойникован. В верхних частях интрузии размер лейст санидина в основной массе уменьшается до 0,1 *мм* и меньше, увеличивается количество кварца (до 30%) и структура приобретает вид микрогранитовой. По мере приближения к контакту степень раскристаллизации основной массы уменьшается, границы между отдельными зернами становятся нечеткими, расплывчатыми и у самого контакта структура основной массы близка к фельзитовой.

В апикальной части интрузии горы Сопи-Гора обнаружены белые аплитовидные породы, состоящие из мелких (до 0,1 *мм*) табличек и лейст санидина и ксеноморфных зерен кварца (до 40%) и очень редких фенокристов санидина.

Палеогеновые интрузии в зоне Центрального шва и прилегающей части Главного антиклинория (А. А. Асипов, Ю. П. Бидюк, С. М. Тащи и др.) также сложены гранодиорит-порфирами и порфировидными гранодиоритами. Это светло-серые и розоватые породы с вкрапленниками полевых шпатов (преобладает плагиоклаз до 70%), биотита, роговой обманки, кварца и мелко- или среднезернистой основной массы. Плагиоклаз, иногда зональный, чаще представлен андезином (№ 38—45). Калиевый полевой шпат в самых крупных вкрапленниках содержит пертитовые вростки альбита и мелкие неориентированные вростки кварца. Часто наблюдаются мирмекиты. Биотит обычно резорбирован и по спайности прорастает кварцем. Роговая обманка полностью замещена хлоритом. Основная масса состоит из закономерно сросшихся кварца и полевых шпатов с примесью мелких листочков биотита, иногда кварц содержит лейсты и призмы плагиоклаза. Структура пород микрогранитовая, микропегматитовая, микролитовая и микропойкилитовая.

В краевых частях массивов отмечаются кварцевые порфиры и фельзит-порфиры, отличающиеся от описанных выше пород зеленовато-серым или темно-серым цветом, более кислым составом плагиоклаза (олигоклаз, № 25—30) и преобладанием микросферолитовой и микропойкилитовой, реже микрофельзитовой структур. Вкрапленники кварца бывают окружены каймой (0,1—0,2 *мм*) тонковолокнистых волнисто-гаснущих кристаллов калиевого полевого шпата.

Кислые эффузивы на контакте с гранодиорит-порфирами ороговикованы и содержат новообразования кварца, биотита и серицита. В порфиритах в небольшом количестве появляются кварц и альбит, полностью замещающие вкрапленники плагиоклаза и слагающие основную массу, которая содержит также вторичный биотит и актинолит. Порода часто пересечена прожилками эпидота.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТЕЛА И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АППАРАТЫ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО И ПАЛЕОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Сведения о субвулканических телах Приморья, связанных с эффузивной деятельностью в позднем мелу и палеогене, весьма схематичны и отрывочны. В большинстве случаев принадлежность этих тел

http://jurassica.ru/

к эффузивному процессу устанавливается на сходстве пород, слагающих субвулканические и близлежащие эффузивы.

Субвулканические тела и эруптивные аппараты описаны в узкой прибрежной полосе Японского моря (Прибрежная зона) и в некоторых районах Главного синклинория (Кавалеровский район). В других районах Приморья образования этого типа не описаны.

Сведения о субвулканических образованиях можно найти в работах В. А. Ярмолюка (1947 г.), Е. В. Быковской (1959), Н. С. Подгорной (1960), В. А. Кигай (1961), М. Г. Руб (1958), М. А. Фаворской (1958, 1959), а также в работах последних лет геологов Приморского геологического управления (В. И. Рыбалко, Б. А. Соколова, Р. Е. Остроумова, В. В. Ветренникова, Ф. И. Ростовского и многих других).

Большинство субвулканических тел имеют форму округлых или вытянутых штоков с крутыми, извилистыми контактами. Их размеры колеблются в пределах 100—3000 *м*.

Реже встречаются крупные субвулканические залежи, приближающиеся по форме и облику слагающих пород к межпластовым гипабиссальным интрузиям. Подавляющее большинство субвулканических тел сложено массивными лавовыми породами. Некки, выполненные эруптивной брекчией, встречаются редко. Многие из них формировались в несколько этапов и поэтому имеют сложное строение, причем некоторые из них сложены породами разного состава (от андезитов до липаритов). Довольно часто вулканические аппараты, синхронные разновозрастным свитам, находятся в непосредственной близости друг от друга, что говорит о существовании долго живущих магматических очагов.

Об эруптивных аппаратах, синхронных самой нижней порфиритовой толще вулканогенного комплекса (петрозуевская свита), практически ничего не известно.

Образование вулканогенных пород сенон-датского возраста (кисинская, арзамазовская, монастырская свиты) связано с деятельностью вулканов центрального типа, но многие из них имели, по-видимому, общие подводящие канавы трещинного типа. Они протягиваются узкой (20—40 *км*) полосой северо-восточного простирания вдоль берега Японского моря на несколько сот километров, где нередко встречаются синхронные субвулканические тела трещинного типа.

Такое крупное субвулканическое тело фельзит-порфиров и дацитов протягивается почти на 30 *км* в северо-восточном направлении от р. Монастырка до ручья Третий Лангоу (П. В. Маркевич, 1962 г.). Форма тела пластообразная, с крутым наклоном на восток. Контакты, как правило, рвущие, извилистые. Ширина тела колеблется от 1 до 2 *км*. Изменения во вмещающих породах в зоне экзоконтакта незначительны. Фельзит-порфиры коричневые, фиолетовые или зеленоватые, как правило, флюидальные.

Вулкан Сигнальный расположен на северо-восточной окраине пос. Каменки. В центральной части конуса расположено пять относительно разновозрастных некков, три из которых сложены дацитами, а два липаритовыми порфирами. В верхней части дацитовые некки переходят в покровы. Сигнальный является, очевидно, одним из стратовулканов, возникшим на закупорившемся трещинном вулкане.

Несколько подводящих каналов эруптивных аппаратов центрального типа описано В. И. Рыбалко и В. В. Ветренниковым в 1963 г. в прибрежной полосе между бухтами Опричник и Пластун (некки Капустоловный, Рассыпной и др.).

Позднемеловые некки имеют в общем сравнительно простое строение. Центры извержений, по-видимому, были недолговечны и после закупорки центрального подводящего канала и образования экструзивного купола прекращали свое существование. Вместо них в других местах возникали новые очаги извержения.

http://jurassic.ru/

Сенон-датские эруптивные аппараты образуют две цепочки северо-восточного простирания. Трещинное субвулканическое тело бассейна р. Монастырка и располагающийся на его продолжении вулкан Сигнальный образуют восточную и более древнюю цепочку вулканов. Вторая цепочка, куда входят остальные более молодые, располагается в 6—7 *км* западнее. В первом случае связь вулканов центрального типа с трещинными структурами отчетливо проявлена. Во втором случае линейное расположение центров извержения и одинаковый петрографический и химический состав продуктов извержения позволяют связывать вулканы второй цепи с единым трещинным подводящим каналом. Этот тип вулканической деятельности можно рассматривать как разновидность так называемого ареального (многовыходного) типа.

Эруптивные аппараты, синхронные сияновской и богопольской свитам, не обнаруживают в своем расположении какой-либо закономерности. Они наблюдаются группами на отдельных разобщенных участках. Извержения этого времени были исключительно центрального типа с широким развитием эндогенных куполов (куполовидных вулканов). Примерами таких вулканов могут служить Филаретовский и Асташевский некки, вулкан Светлого Отвода. Наряду с куполовидными вулканами наблюдаются и типичные крупные стратовулканы (некк Черная Скала). В отличие от позднемеловых эти вулканы были относительно долгоживущими.

Вулкан Черная Скала, расположенный южнее устья р. Тетюхе, представляет собой некк полигенного стратовулкана. Он имеет в плане очертание круга диаметром 400 *м*. Вулкан сложен андезитовыми порфиритами. Контакты с вмещающими породами крутые. С южной стороны по контакту (аз. пад. 210°, угол 80°) наблюдается зона закалки мощностью 2,5 *м*. Контактовая зона изобилует прожилками и гнездами эпидота, кальцита и гематита. Вмещающие туфы эпидотизированы, хлоритизированы и окварцованы. Вмещающими породами являются переслаивающиеся между собой порфириты и псефитовые литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров общей мощностью около 300 *м*. Мощность пластов порфиритов колеблется в пределах 7—30 *м*. С востока в нижней части береговых обрывов в виде останцов протяженностью 50—80 *м* наблюдаются жерловые туфоагломераты, содержащие обломки спессартитов, порфиритов, плагиопорфиров, кварцевых порфиров и их туфов.

О длительном формировании и полигенности вулкана свидетельствуют переслаивающиеся между собой туфы и лавы плагиопорфиров порфиритового состава. Периоды деятельности вулкана сменялись эпохами покоя. Поствулканические изменения выразились в развитии хлорита, эпидота и кальцита по породам жерловой фации.

Некк диаметром 100 *м*, расположенный на побережье Японского моря к западу от мыса Скалистого (севернее залива Владимира), окружен кварцевыми порфиритами и их туфолавами палеоценового возраста. Жерло имеет сложное строение, что объясняется неоднократными извержениями вулкана. Вначале извергался грубообломочный пирокластический материал, засыпавший жерло и сохранившийся лишь в северо-западной его части, затем последовало излияние роговообманковых андезитов, заполнивших канал. Андезиты брекчированы. Впоследствии внедрились туфолавы кварцевых порфиров с захваченными при этом обломками ранее возникших туфов. Туфолавы, образующие неправильной формы тело, круто направленное вверх, отчетливо флюидальны, с линзовидными включениями стекла типа фиамме.

Более десяти субвулканических тел дацитов и андезито-дацитов, являющихся корнями самаргинской свиты, известно в прибрежной зоне между реками Иодзыхе и Кедровка. Форма тел и их размеры разнообразны: имеются крупные тела, достигающие 2—3 *км* в поперечнике, и мелкие дайки и штоки. Примерами их могут служить Шапочный, Якубовский, Асташевский и Филаретовский вулканы.

С эффузивами богопольской свиты связаны также многочисленные дайки плагиолипаритов и липаритов, широко развитые на побережье между мысами Низменным и Собором. Дайки обычно имеют северо-восточное, реже северо-западное простирание и крутые углы падения (65—80°). Мощность их варьирует от 4 до 30 *м*. Как правило, четко выражена флюидальность, повторяющая неровные контуры даек. Непо-

http://jurassica.ru/

средственный переход описываемых даек липаритов в покров наблюдала Н. С. Подгорная в Сакенском гранитном массиве, где сферолитовый липарит, образующий дайку 12-метровой мощности, при выходе на дневную поверхность переходит в покров смоляно-черных витрофиров.

Детально изучен (М. А. Фаворская, Е. В. Быковская, Н. С. Подгорная) асимметричный некк, расположенный к северу от п-ова Балюзек. Его контакты с вмещающими туфами палеогена вертикальные. Мощность зоны закалки 0,8—1,5 *м*. Краевая часть некка сложена пузыристыми лавами липаритов и липаритами со сферотакситовой структурой и бурым стеклом. Центральная часть выполнена сиреневато-коричневыми флюидально-полосчатыми липаритами. Химический состав липаритов близок к среднему составу липаритов, по Дели, отличаясь незначительным преобладанием натрия над калием. Флюидальность в липаритах вертикальная, с причудливыми завихрениями.

К западу от мыса Скалистого некк темно-фиолетового флюидального липарита обнажен по берегу моря на протяжении около 25 *м*. В контакте с вмещающими породами, по данным М. А. Фаворской, липариты имеют зону закалки шириной 15 *см*. В пределах некка ясно различима вертикальная флюидальность.

К западу от пос. Ольга закартированы три некка плагиолипаритов, расположенных по одной линии северо-восточного простирания. Площадь наибольшего из них 0,5 *км*^{2}. Для некков характерна округлая в плане форма и отчетливо выраженная пологая флюидальность по краям и вертикальная в центральных частях. Некки сложены светло-серыми фельзитами, иногда сферолитами. Можно предположить непосредственную связь палеоценовых вулканов с магматическими камерами палеоценовых интрузий, о чем свидетельствует небольшая глубина образования палеоценовых интрузий (1500—2000 *м*). Поэтому вулканические аппараты являются наиболее благоприятными для накопления эндогенных полезных ископаемых, что и наблюдается на некоторых оловянных и полиметаллических месторождениях (Фаворская, 1958; Руб, 1958).

Извержения сияновского и богопольского времени имели несколько иной характер, чем более ранние. Широкое распространение в сияновской и богопольской свитах пирокластических образований, среди которых значительное место занимают игнимбриты, говорит о сильных эксплозивных извержениях. По-видимому, в это время преобладали извержения типа Мерапи, Мон-Пеле, Безымянного.

К эоцену происходило постепенное затухание вулканической деятельности в Прибрежной антиклинальной зоне. Эоценовые образования известны только в бассейнах рек Топауза и Тадуши. Вулканизм этого времени имел тот же характер, что и ранее.

В водораздельной части рек Топауза и Холувы, к востоку от с. Туманово наблюдается небольшой эруптивный аппарат диаметром до 1,6 *км*. Слагающие некк розовые флюидально-полосчатые плагиолипариты аналогичны плагиолипаритам из некка вулкана Топауза. Вмещающими породами здесь являются эоценовые туфоагломераты, замещающиеся к юго-востоку слоистыми туффитами.

Накопление вулканических пород олигоценового возраста происходило вокруг крупных одиночных стратовулканов, расположенных вблизи сводовой части крупных горст-антиклинальных поднятий.

В береговых обрывах Японского моря западнее мыса Четырех Скал (Подгорная, 1960; Быковская, 1959) описан эруптивный аппарат, синхронный брусиловской свите. Он представлен некком плагиолипаритов с вертикальной флюидальностью по берегу моря около 1 *км*. У северо-восточного контакта (аз. пад. 250°, угол 70°) отмечена зона закалки (15 *см*), отсутствующая у юго-западного контакта. Плагиолипариты отличаются от средних типов кислых эффузивов, по Дели, повышенным содержанием полевошпатовой извести и магнезиальных компонентов.

Описываемый некк образован в ослабленной зоне земной коры, по которой в начале палеогена внедрились кварцевые порфириты, сохранившиеся в центральной части некка и у его северо-восточного контакта. Позже произошло внедрение плагиолипаритов, слагающих некк. Впоследствии липариты были прорваны дайками трахиандезито-базальтов, переходящих кверху в покров. Подобный же некк расположен

http://jurassic.ru/

южнее мыса Скалистого. Некки черных обсидианов наблюдаются в береговых обрывах к северу от мыса Южного. Очевидно, они являлись каналами для эффузивов богопольской свиты.

Вмещающими породами являются биотитовые липариты богопольской свиты. Контакты некков вертикальные, зона закалки около 20 *см*. Диаметр некков 3—9 *м*, видимая высота до 15 *м*. Обсидианы представляют собой кислое вулканическое стекло (n=1,494—1,496) с редкими порфировыми выделениями оплавленного кварца, андезина и единичными пластинками биотита. Фенокристы несут следы давления.

Некк липаритовых порфиров олигоценового возраста (А. И. Седых) расположен на водоразделе рек Горбуша и Довгалевка среди отложений горбушинской свиты и вулканогенных образований верхнего мела и палеогена. Его форма неправильная дайкообразная, протяженность 2,7 *км*, мощность от 50 до 600—700 *м*. Углы падения контактов изменяются от 45 до 80°. Большая часть некка сложена липаритовыми порфирами, но кое-где среди них выделяются фельзит-порфиры и фельзиты. В эндоконтактовых частях некка, особенно в его западной части, липаритовые порфиры обогащены ксенолитами вмещающих пород, среди которых преобладают обломки известняков, песчаников, алевролитов, туфов кварцевых порфиров. Степень насыщенности ксенолитами различна, иногда они составляют до 80% объема породы. Размер обломков колеблется от 2—6 до 20 *м* в поперечнике. Ксенолиты известняков мраморизованы, иногда скарнированы.

Некки, сложенные подобными липаритовыми порфирами, известны на водоразделах рек Горбуша—Довгалевка и Широкая—Горбуша, в пади Николаевской, близ пос. Тетюхе.

Равное распределение в составе брусиловской свиты пирокластических и лавовых образований говорит о преобладании извержений типа Везувия, а широкое развитие дайковых тел, большинство из которых, по-видимому, являлось подводящими каналами для боковых извержений, подтверждает существование извержений типа Этна. Описанные выше некки обсидианов образовались при извержениях типа Мон-Пеле или Мерапи.

Наиболее молодыми третичными эруптивными аппаратами Южного Приморья являются купола, дайки и некки средних и основных эффузивов, рвущие отложения брусиловской свиты олигоцена и пересекающие дайки гранит-порфиров с абсолютным возрастом в 30 млн. лет. Они отличаются более кислым и щелочным составом пород по сравнению с базальтами эоцена.

Некк андезито-дацитов у с. Богополь (Подгорная, 1960; Быковская, 1959) вытянут в меридиональном направлении, длина его около 2,5 *км*, ширина 1 *км*. Непосредственных контактов некка с вмещающими липаритами и дацитами не наблюдалось, но несомненно, что андезито-дациты секут их, так как вмещающие породы имеют залегание 10—20°, а флюидальность пород некка вертикальная в центральной части и почти вертикальная (60—75°) по периферии. Отсутствие эруптивной брекчии в краевых частях указывает на спокойное движение магмы. Отдельность андезито-дацитов в центре некка горизонтальная, по периферии — наклонно-столбчатая. Изменение ориентировки флюидальности и отдельности от периферии к центру, а также однородное лавовое строение говорят о том, что здесь мы имеем экструзивный купол.

На побережье моря к юго-западу от мыса Четырех Скал небольшой грибообразный некк, переходящий в верхней части береговых обрывов в покров, сложен двупироксеновым трахиандезитом. Диаметр жерловины у уреза воды около 5 *м*, высота 25—30 *м*. Вмещающими породами являются плагиолипариты и гранит-порфиры олигоцена.

Таким образом, позднемеловой и палеогеновый вулканизм в Приморье проявлялся в разнообразных типах извержений. Представляется возможным выделить такие формы вулканических аппаратов, как маары (некк в низовьях р. Прямая Падь и др.), вулканические хребты, куполовидные (Асташевский, Филаретовский некк и др.), конусовидные и, возможно, щитовидные вулканы.

В течение позднего мела — палеогена в пределах Приморья происходили извержения почти всех известных вулканологии типов.

1. Извержения гавайского типа, по-видимому, имели место в раннем сеноне и частично в палеоцене и эоцене.

http://jurassica.ru/

2. Извержения крайних эксплозивных типов — плинианского, вулканского и стромболианского происходили на протяжении почти всего периода вулканизма в Приморье, за исключением времени образования петрозуевской и кузнецовской свит.

3. Частое образование побочных кратеров вокруг вулканов, синхронных сияновской, богопольской и брусиловской свитам, сближает извержения этих вулканов (вулканы Светлого отвода, мыса Скалистого и др.) с извержениями вулканов типа Этны, а перемежаемость взрывных явлений с излиянием потоков лавы представляет извержения так называемого смешанного типа или типа Везувия.

4. Для датского времени очень характерны сильные эксплозивные извержения, сопровождавшиеся ростом экструзивных куполов и образованием раскаленных лав. В это время имели место очень близкие по характеру извержения типов Безымянного (или Қатмаи), Мон-Пеле и Мерап.

5. Извержения вулкана Капустоловного, по-видимому, сопровождались выбросом раскаленных лавин агломератового состава — тип Суфриера. Кроме того, в конце мела происходило образование крупных экструзивных залежей.

СУББУЛКАНИЧЕСКИЕ БАЗАЛЬТОИДЫ НЕОГЕНА

Рассматриваемые породы известны на Ханкайском массиве, в Даубихинской, Южно-Приморской и Бикинской зонах. Они прорывают докембрийские образования и налегающие на них более молодые отложения вплоть до плиоцена (Г. М. Гапеева, 1954), образуя изометричные или удлиненные мелкие дайки, экструзии и трубки взрыва, размер которых колеблется по длинной оси от нескольких метров до 150—450 *м* при поперечнике от нескольких сантиметров до 50—200 *м*. Все изученные интрузии щелочных базальтоидов обнаруживают постоянную связь с разломами, нередко еще не прекратившими своего развития. Расстояние, разделяющее экструзии щелочных базальтоидов, непостоянно: оно колеблется от нескольких метров до нескольких километров и десятков километров. Более мелкие из них обычно образуют серию сближенных выходов; более крупные выступают изолированно.

Наибольшее количество экструзий и даек щелочных базальтоидов как сближенных, так и изолированных концентрируется в двух участках области их распространения: в верхнем течении р. Уссури между г. Лесозаводском и ст. Свиягино и в Артемовской впадине. По петрологии этих выходов имеются наиболее полные данные.

В Бикинской зоне щелочные базальтоиды установлены в Нижне-Бикинской впадине. Данные по их петрологии чрезвычайно скудны. Во всех случаях щелочные базальтоиды сопровождаются субщелочными разновидностями родственных им пород.

Щелочные базальтоиды Нижне-Бикинской впадины, по данным Ю. М. Логинова (1953 г.), слагают пологие холмы в окрестностях с. Игнатьевка между шоссейной дорогой и железнодорожной линией Владивосток—Хабаровск. Они образуют покровы или силлы, залегающие на содержащих пыльцу и споры нижнемиоценовых осадках угленосной толщи и перекрываются органически охарактеризованными темно-серыми вязкими глинами плейстоценового возраста.

Латеритное выветривание, захватившее щелочные базальтоиды, затрудняет их исследование. Присутствие в них анальцима, нередко сопровождаемого другими цеолитами, указывает на их щелочной характер, что позволило Ю. М. Логинову дать им общее название трахибазальтов.

https://jurassic.ru/

Щелочные базальтоиды Артемовской впадины впервые были установлены при микроскопическом определении шлифов из кернов буровых скважин Артемо-Угловского шахтного поля в дайках, не выступающих на дневную поверхность; позднее их выходы были обнаружены и непосредственно на дневной поверхности на горах Кирсанова, Перевальной, Орловке и в среднем течении р. Сан-Пауза.

Среди изученных щелочных и субщелочных пород А. Т. Октябрьский выделяет щелочные долериты и габбро-монцониты (причем обе эти разновидности, вероятно, правильнее объединить под общим названием трахидолеритов), шошонитовые абсарокиты, лейцитовые (псевдолейцитовые) шошонитовые абсарокиты, угловиты и фергуситы.

Трахидолериты установлены на горах Кирсанова и Перевальной. В последнем месте они сопровождаются шошонитовыми абсарокитами, псевдолейцитовыми шошонитовыми абсарокитами и угловитами. На горе Кирсанова выделяются две разновидности трахидолеритов: мелкозернистые тонкопористые породы пепельно-серого цвета порфировой структуры, развитые в южной части горы в виде элювиальной щебенки и темноокрашенные более крупно- или равномернозернистые породы массивной текстуры, обнажающиеся в северной части вершины горы в виде удлиненного в северо-восточном направлении штока размером 250×600 *м*, который поднимается над окружающей местностью скалистым обрывом 25—30-метровой высоты. Трахидолериты, слагающие юго-западную часть горы Перевальной, обнаруживают те же особенности текстуры: в непосредственном контакте с осадочными породами они пористые, а вдали от контакта плотные, хотя и тонкозернистые.

Трахидолериты состоят из плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов, представленных авгитом и гиперстеном или энстатитом, щелочного полевого шпата (анортоклаза), рудного минерала, апатита и крайне редкого анальцима. Количественные соотношения перечисленных минералов следующие: бесцветные (плагиоклаз, щелочной полевой шпат, анальцим, апатит) 69—75%; окрашенные (пироксен, ромбический и моноклинный) 20—22%; рудный минерал 2—3%. Структура пород афировая или порфировая; основная масса долеритовая, интерсертальная, толеитовая или витрофировая. Порфировые выделения представлены ромбическим пироксеном и очень редко — плагиоклазом. Текстура пород может быть массивной или такситовой. Возникновение последней обусловлено присутствием шлироподобных участков то полнокристаллических тонкозернистых, состоящих из преобладающего плагиоклаза, к которому присоединяются авгит и рудный минерал, а в интерстенциях — щелочной полевой шпат, то обладающих стекловатым базисом, подвергающимся раскристаллизации или превращению в криптоэвтектическую щелочно-полевошпатовую массу.

Шошонитовый абсарокит образует дайку в восточной части вершины горы Кирсанова. Дайка прорывает галечники плиоцена, что видно по захваченным и вплавленным в нее галькам. Порода имеет темно-серый цвет желтоватого или зеленоватого оттенка. В ней отчетливо выражена порфировая структура и пористая текстура; размер пор достигает 5—6 *мм* в поперечнике. Порфировые выделения представлены резорбированными кристаллами оливина, окруженными каймой магнетита. Основная масса сложена тонкозернистым полнокристаллическим агрегатом, состоящим из полевошпатового мезостазиса, в который включены зерна моноклинного пироксена, магнетита и апатита и фенокристаллы оливина. В пустотах породы развивается цеолит.

Псевдолейцитовый шошонитовый абсарокит образует вторую дайку в той же части горы Кирсанова, где встречен шошонитовый абсарокит. Это порфировая пористая порода пепельно-серого цвета. Размер пор

https://jurassic.ru/

в ней достигает 35 *мм* длины при 4 *мм* в поперечнике. Большая часть пор выполнена ферригаллузитом и другими минералами группы нонтронита. Микроскопическое исследование показывает, что порфировые выделения представлены измененными и корродированными кристаллами оливина и мелкими кристаллами псевдолейцита, достигающими 0,03—0,2 *мм* в поперечнике. Основная масса состоит из ксеноморфных зерен щелочного полевого шпата, в которых заключены значительно более мелкие кристаллы моноклинного пироксена, оливина и псевдолейцита, сопровождаемые акцессорными зернами рудного минерала и игольчатыми кристаллами апатита.

А. Т. Октябрьский (1959б) назвал угловитом породу, состоящую из щелочного полевого шпата, титан-авгита, эгирин-авгита и оливина, с акцессорным рудным минералом и апатитом и большим количеством цеолита.

Фергуситы установлены на горе Орловка и в долине р. Сан-Пауза. На горе Орловка они образуют лакколит, непосредственно выступающий на дневную поверхность, и дайку, вскрытую только буровыми скважинами. Лакколит сложен темно-серой, почти черной породой порфировой структуры с фенокристаллами биотита, санидина, анортоклаза, псевдолейцита, биотита, небольшого количества оливина и пироксена, представленного, по данным А. Т. Октябрьского, гиперстеном, диопсидом, титан-авгитом и эгирин-авгитом. Полевой шпат образует мезостазис, в котором заключены все остальные минералы, слагающие породу. Порфировые выделения состоят из биотита, оливина и псевдолейцита. Породы дайки изучены только по кернам скважин. В приконтактовых частях они обладают порфировой структурой, в центре — равномернозернистой. Мощность дайки колеблется в пределах 29—46 *м*. В центральной части дайки порода состоит из щелочного полевого шпата, псевдолейцита, замещенного кальцитом, оливина, биотита и пироксена, сопровождаемых акцессорным магнетитом и апатитом. В приконтактовых частях порода приобретает пористую текстуру. В ее основной массе различаются тонкие листочки биотитоподобной слюды, к которым присоединяются мельчайшие зерна псевдолейцита. Порфировые выделения представлены псевдолейцитом и оливином, полностью замещенным кальцитом. Кальцит в изобилии развивается и в тонкозернистой основной массе породы. Акцессории представлены многочисленными игольчатыми кристаллами апатита.

Фергуситы из долины р. Сан-Пауза изучены также только по кернам скважин. Их условия залегания не выяснены. Породы в контактовой части имеют порфировую структуру. Их основная масса представляет плотное вулканическое стекло, содержащее ксенолиты углистых сланцев висячего бока. Порфировые выделения представлены псевдолейцитом, полностью измененным оливином и биотитом. В центральной части залежи основная масса представляет агрегат тончайшей зернистости, содержащий фенокристаллы биотита.

Выходы щелочных базальтоидов в бассейне верхнего течения р. Уссури установлены Г. М. Гапеевой (1964а). К настоящему времени на пространстве между городами Лесозаводском и Спасском-Дальнем известно более двадцати обособленных выходов щелочных базальтоидов. Многие из них однотипны и по строению, и по составу слагающих их пород. Последнее позволяет не останавливаться на описании каждого отдельного выхода, а ограничиться общей характеристикой всех выделенных разновидностей пород. Подавляющее число щелочных базальтоидов верхнего течения р. Уссури залегает в поле развития древних кристаллических толщ архея или протерозоя. Отдельные выходы, как, например, в истоках р. Кулешовка (Сантахеза) выступают

http://jurassica.ru/

среди песчаников триаса; в других случаях, как, например, в окрестностях пос. Кировского, прорывают галечники плиоцена. Последнее определяет возраст описываемых образований. Среди щелочных базальтоидов верховьев р. Уссури различаются дайки, экструзии и трубки взрыва. По минеральному составу среди них установлены голомеланократовые, лейцитовые, нефелиновые и полевошпатовые разновидности. В зависимости от количественных соотношений минералов среди них должны быть выделены лимбургиты, лимбургитовая фация лейцитовых анкаратритов, пикриты и пикритовые порфириты, анкаратрит-пикриты, анкаратриты, нефелиновые базаниты, нефелиновые базальты, трахидолериты и эссексит-долериты.

Характернейшей особенностью всех разновидностей щелочных базальтоидов верхнего течения р. Уссури является присутствие зерен и сростков зерен железо-магниевых силикатов, представленных магнезиальным оливином, хромсодержащим глиноземистым диопсидом и энстатитом, к которым обычно присоединяется и шпинель. Эти образования могут отождествляться с порфировыми выделениями и гломеропорфировыми сростками, обычно называемыми оливинитовыми бомбами или включениями и рассматриваемыми как протомагматические образования. Однако детальное петрографическое изучение показывает, что подобные сростки в действительности являются ксенолитами, подвергающимися растрескиванию и грануляции, что приводит к возникновению единичных обособленных зерен слагающих их минералов, которые поэтому должны рассматриваться не как фенокристаллы, а как ксенокристаллы; поэтому же и структура породы, внешне сходная с порфировой, должна называться псевдопорфировой.

Лимбургиты образуют ряд мелких изолированных выходов, выступающих в окрестностях Кировского поселка и железнодорожной ст. Шмаковка в поле развития гнейсов архея; кроме того, они являются главной составной частью эруптивных брекчий щелочных базальтоидов. Это черные плотные породы атакситового или брекчиевого строения, нередко пористой или пенистой текстуры, обладающие гипокристаллической структурой и голомеланократовым составом. Ткань породы состоит из переменного — то значительного, то исчезающе малого количества вулканического стекла, в котором заключены микролиты титан-авгита и оливина, а также ксенокристаллы и сростки ксенокристаллов оливина, моноклинного и ромбического пироксена и акцессорной шпинели.

Лейцитовые анкаратриты (лимбургитовая фация) установлены только в одном выходе щелочных базальтоидов, вскрываемом р. Уссури в черте г. Лесозаводска. Они являются главной составной частью эруптивных обломков агломерата, выполняющего трубку взрыва, прорывающую гнейсы архея. Лейцитовые анкаратриты обладают тонкозернистой гипокристаллической массой, состоящей из микролитов титан-авгита, к которым присоединяется переменное количество столь же мелких зерен лейцита, акцессорная вкрапленность рудного минерала и единичные микролиты плагиоклаза. Все эти минеральные зерна скреплены переменным количеством вулканического стекла. В тонкозернистой массе заключены ксенокристаллы густоокрашенного амфибола и биотита, а также ксенокристаллы и сростки ксенокристаллов магнезиального оливина, моноклинного и ромбического пироксена и акцессорной шпинели.

Пикриты и пикритовые порфириты присутствуют в виде обломков в эруптивных брекчиях, выполняющих трубки взрыва, и в виде меланократовых обособлений в большинстве тел щелочных базальтоидов верхнего течения р. Уссури, но самостоятельные выходы их наблюдаются

https://jurassica.ru/

только в одном пункте у г. Лесозаводска. Здесь пикриты выполняют тонкие трещины в протерозойских гнейсах, обнажающихся на правом склоне р. Уссури. Общая длина трещин не превосходит 120 *м*; ширина их непостоянна и колеблется от 3 до 80 *см*. Трещины изгибаются, ветвятся и выклиниваются, причем располагаются то параллельно трещинам отдельности гнейсов, то секут их. Гнейсы в контакте с породами, выполняющими трещины, не обнаруживают существенных изменений. Облик пород, выполняющих трещины, более всего напоминает миндалекаменный порфиритовый туф или миндалекаменный порфирит атакситовой текстуры. Они состоят из незакономерно перемежающихся участков в различной степени раскристаллизованных, но всегда тонкозернистых базальтоидов, содержащих обильные сростки кристаллов оливина, хромдиопсида, энстатита и шпинели. Размер сростков, обладающих различной формой, но обычно изометричных, колеблется от долей миллиметра до 10—15 *см* в поперечнике. При выветривании оливин и энстатит сростков замещаются новообразованиями гидрослюд, а затем превращаются в порошковатую охру, в которой сохраняются зерна шпинели и хромдиопсида. Рассматриваемые породы обладают атакситовой текстурой и псевдопорфировой структурой, обязанной ксенокристаллам и сросткам магнезиального оливина, хромдиопсида, энстатина и шпинели. Масса породы, содержащая эти включения, представляет гипокристаллический, чрезвычайно тонкозернистый агрегат, состоящий из тончайших идиоморфных микролитов титан-авгита, нередко образующих характерные звездчатые сростки и скрепленных переменным количеством вулканического стекла. В ней равномерно распределена тонкая вкрапленность акцессорного рудного минерала, относительно немногочисленные микроксенокристаллы оливина, единичные тончайшие микролиты плагиоклаза, пронизанные волосовидными кристаллами апатита, и редкие и мелкие ксеноморфные зерна анальцима.

Анкаратрит-пикриты являются наиболее широко распространенной разновидностью нефелинсодержащих базальтоидных пород Приморья. Они образуют и самостоятельные выходы, но главным образом наблюдаются в виде обособлений в других разновидностях щелочных базальтоидов, чаще всего анкаратритов или никритов и лимбургитов, с которыми и связаны совершенно постепенными переходами.

Наиболее крупный и лучше всего изученный выход анкаратрит-пикритов представляет гора Медвежья, расположенная в 1,5 *км* южнее Шмаковского курорта. Ряд мелких выходов эти породы образуют в окрестностях пос. Кировского.

По своему облику анкаратрит-пикриты отличаются от обычных плато-базальтов обилием сростков железо-магниевых силикатов, несколько напоминающих гломеропорфировые скопления, но являющихся ксенолитами. Кроме того, для них характерна брекчиевая текстура. Анкаратрит-пикриты сложены чрезвычайно тонкозернистой, но полнокристаллической панидиоморфной массой, состоящей из микролитов титан-авгита, к которым присоединяются столь же мелкие кристаллы нефелина, оливина, рудного минерала, акцессорного апатита, анальцима и гипергенные образования гидрослюд. В этой массе заключены несравненно более крупные ксенокристаллы оливина, моноклинного и ромбического пироксена и акцессорные зерна шпинели, окруженные реакционной каймой рудного минерала, а также сростки всех этих минералов.

Анкаратриты встречаются совместно с анкаратрит-пикритами и нефелиновыми базальтами и связаны с ними постепенными переходами. Их выходы установлены на горе Медвежьей в окрестностях пос. Кировского, в карьере ст. Свиягино и в верховьях р. Кулешовка (Санта-

https://jurassica.ru/

хеза). Внешний облик анкаратритов неотличим от анкаратрит-пикритов; от обычных базальтов анкаратриты отличаются обилием ксенокристаллов и сростков железомагниевых силикатов. Они состоят из чрезвычайно тонкозернистой массы, сложенной микролитами титан-авгита, нефелина, оливина и рудными зернами, и заключенных в этой массе ксенокристаллов и сростков оливина, моноклинного и ромбического пироксена и шпинели. В переменном и всегда в небольшом количестве может присутствовать анальцим.

Нефелиновые базальты установлены в карьере железнодорожной ст. Свиягино, в верховьях р. Кулешовка (Сантахеза) и в лавах Иманского вулкана. Во всех случаях они связаны постепенными переходами с анкаратритами и трахидолеритами. От более основных разновидностей щелочных базальтоидов нефелиновые базальты отличаются большей крупностью зерен слагающих их минералов. Это темные, зеленовато-серые тонкозернистые породы, содержащие многочисленные мелкие ксенокристаллы оливина и его сростки с моноклинным и ромбическим пироксеном. Нефелиновые базальты обладают полнокристаллической панидиоморфной структурой и состоят из микролитов титан-авгита и нефелина, к которым присоединяются немногочисленные микрофенокристаллы оливина, акцессорные зерна рудного минерала и постмагматические образования анальцима и гидрослюд. В этой массе заключены ксенокристаллы и сростки ксенокристаллов оливина, к которому иногда присоединяются зерна моноклинного и ромбического пироксена. Количество ксенокристаллов этих минералов и их сростков и размер последних значительно меньше, чем в более основных разновидностях щелочных базальтоидов.

Трахидолериты образуют ряд изолированных выходов в бассейне верхнего течения р. Уссури, но встречаются и совместно с анкаратритами и нефелиновыми базальтами в виде обособлений в выходах этих пород. От родственных им более меланократовых образований трахидолериты отличаются значительно более крупнозернистой структурой и почти полным отсутствием ксенокристаллов и сростков железомагниевых силикатов. Последнее стирает внешние различия между ними и обычными плагиобазальтами. Трахидолериты представляют полнокристаллические породы долеритовой структуры, состоящие из титан-авгита, плагиоклаза, существенно калиевого полевого шпата, акцессорных зерен рудного минерала и апатита и переменного количества анальцима. В этой массе присутствуют ксенокристаллы оливина, составляющие не более 15% ее объема.

Эссексит-долериты установлены среди выходов щелочных базальтоидов, выступающих в 4 *км* севернее пос. Кировского. Внешний облик этих пород отличается от облика трахидолеритов несколько большей крупностью зерна, массивной текстурой и афировой долеритовой структурой, так как ксенокристаллы оливина в них отсутствуют.

По химическому составу щелочные базальтоиды верхнего течения р. Уссури не обнаруживают тождества ни с одной из ранее изученных и описанных подобных серий. Наибольшую близость они обнаруживают к богатым калием щелочным базальтоидным породам бывшей Северной Маньчжурии, описанным А. Н. Заварицким (1936) под названием шихлунитов Мергеня. Г. М. Гапеева (М. А. Фаворская и др., 1961) считает, что щелочные базальтоиды верхнего течения р. Уссури по своим особенностям могут быть выделены в особую серию.

По предложенной В. И. Влодавцем классификации они должны быть отнесены к скалистым куполам прорыва, образующимся не излияниями жидкой лавы, а выжиманием вязкой массы, сопровождаемым или относительно небольшим, или, наоборот, весьма сильным, но па-

http://jurassica.ru/

роксизмальным выделением газов, чаще всего в виде различного типа горячих туч. Отдельные выходы щелочных базальтоидов представлены эруптивными брекчиями или агломератами, характерными для трубок взрыва.

Почти все разновидности щелочных базальтоидов верхнего течения р. Уссури определенно отличаются от имеющих здесь локальное распространение плато-базальтов присутствием сростков и ксенокристаллов железо-магниевых силикатов, состав которых, как это видно из табл. 31, не зависит от состава содержащей их тонкозернистой массы.

Таблица 31

Химический состав неогеновых щелочных базальтоидов верхнего течения р. Уссури (в %)

Компоненты	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104
SiO_2	39,65	39,98	39,20	40,64	40,48	43,08	45,38	40,76	42,49	44,84
TiO_2	2,83	1,41	2,05	2,71	2,79	2,30	2,38	2,06	2,16	2,89
Al_2O_3	16,70	14,29	9,80	13,13	12,19	13,61	15,38	17,28	13,80	20,32
Cr_2O_3	0,04	—	0,03	0,06	0,04	0,07	0,04	—	—	—
Fe_2O_3	10,80	4,78	7,15	6,20	6,98	5,56	3,76	7,27	2,86	0,60
FeO	2,96	8,20	8,00	7,86	7,14	6,43	7,61	4,94	9,47	7,63
MnO	0,16	0,11	0,17	0,23	0,19	0,14	0,16	0,15	—	0,10
NiO	0,04	—	0,06	0,03	0,01	0,04	0,01	—	—	—
MgO	7,41	14,11	14,56	11,58	8,83	12,50	5,37	9,42	13,85	4,07
CaO	3,21	10,92	10,00	10,28	11,44	9,14	7,71	10,48	9,60	9,09
Na_2O	0,42	1,40	2,65	3,30	4,12	3,70	4,98	4,64	1,58	3,80
K_2O		2,80	0,80	0,91	0,88	0,85	1,58	1,63	2,14	3,57
P_2O_5	0,40	—	1,20	0,92	1,10	0,59	0,80	—	—	—
CO_2	—	—	0,50	0,52	0,56	0,53	—	—	—	—
H_2O	8,75	—	1,76	0,67	1,50	1,12	1,70	—	—	2,60
П. п. п.	7,14	2,08	2,56	1,36	1,47	0,67	3,29	1,78	2,45	—
Сумма	100,51	100,08	100,49	100,40	99,72	100,33	100,15	100,41	100,40	99,51

95 — кимберлитоподобный пикрит из тонких трещин в гнейсах, г. Лесозаводск; 96 — анкаратрит, Гора Медвежья; 97 — анкаратрит-пикрит, Кировские возвышенности; 98 — анкаратрит, там же; 99, 100 лимбургиты, там же; 101 — лейцитовый анкаратрит, г. Лесозаводск; 102 — нефелиновый базанит, Кировские возвышенности; 103 — трахидолерит, там же; 104 — эссексит-долерит, там же

95, 101 — Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Б. С. Копелевич; 96, 102, 103 — Лаборатория Северо-западного геологического управления, аналитики Терентьева и Запорожец; 97—99, 102 — Лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик В. М. Ковязина; 104 — аналитик Е. Н. Егорова.

В то же время между составом последней, количеством и размером заключенных в ней сростков железо-магниевых силикатов устанавливается определенная зависимость: наибольшее количество сростков, достигающих и наибольших размеров, наблюдается в наиболее тонкокристаллических и меланократовых разновидностях щелочных базальтоидов, обладающих и наиболее отчетливо выраженной брекчиевидной текстурой или входящих в состав агломератов, выполняющих трубки взрыва.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Современные знания о магматических образованиях Приморского края позволяют с некоторой долей условности выделить семь комплексов, неодинаковых по своему объему, условиям формирования, составу,

https://jurassica.ru/

металлогенической специализации и пр. (протерозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский, юрский, позднемеловой, палеогеновый и неогеновый). Сравнительная характеристика этих комплексов сведена в табл. 19—31.

Протерозойский интрузивный комплекс распространен на Ханкайском массиве. В его составе можно условно выделить три основные группы: 1) интрузии габбро-норитов и глубокометаморфизованных пород основного ряда — амфиболитов; 2) различные породы кислого ряда — гнейсо-граниты, порфировидные, пегматоидные и другие граниты; 3) порфироиды, представляющие собой глубокометаморфизованные породы субвулканических интрузий или эффузивов.

Отмеченные группы пород не связаны между собой ни условиями формирования, ни временем образования, ни общностью тектонических структур. Так, основные породы, в частности амфиболиты, встречаются в виде прослоев и силлов в разрезе различных свит нижнего, среднего и верхнего протерозоя. Они не образовались в один какой-то этап, а внедрялись (и изливались) на раннем геосинклинальном этапе развития региона. Скорее всего они принадлежат спилито-диабазовой формации (здесь и далее применяется классификация магматических формаций Ю. А. Кузнецова).

Что касается кислых пород второй группы, то объединение их в одну группу в известных пределах является формальным. С одной стороны, при формировании некоторых пород этой группы играли большую роль процессы переплавления исходного материала на высшей стадии метаморфизма, и они могут рассматриваться как ультраметаморфические породы. С другой стороны, часть из них, очевидно, образовалась магматогенным путем, например аляскитовые или пегматоидные граниты, пегматиты. Однако установить точное время образования этих пород и взаимосвязь их между собой пока невозможно.

Порфироиды, отмеченные вблизи г. Спасска, являются, по-видимому, наиболее молодой группой субвулканических образований. По материалам И. В. Мишкиной (1964 г.), они прорывают нижние свиты верхнего протерозоя и имеют облик эффузивных пород, тесно переплетаясь с амфиболитами, видимо, первично эффузивного генезиса. Поэтому можно думать, что они принадлежат группе спилито-кератофировых формаций.

Металлогенические особенности указанных групп не ясны. С породами основного рода не известны сколько-нибудь значительные рудопроявления. С этой точки зрения наиболее интересны аляскитовые, пегматоидные граниты и особенно пегматиты. С ними связаны многочисленные проявления редкометальной минерализации на севере Ханкайского массива.

Среднепалеозойский интрузивный магматизм проявился в пределах Южно-Приморской, Западно-Приморской зоны и Ханкайского массива. Достаточно четко устанавливается наличие двух, а на некоторых участках трех интрузивных фаз, каждая из которых сопровождается жильной серией.

В первую фазу внедрились породы среднего и основного состава, образующие в большинстве случаев мелкие массивы, приуроченные к ядрам складок, и только Анненский и Сучано-Судзухинский плутоны выделяются более крупными размерами. Для большинства массивов первой фазы характерны резкая смена одних разностей другими, частая смена структур, непостоянный состав пород и необычные для нормальных магматических пород ассоциации минералов, резкие колебания химического состава и значительные отклонения от средних типов пород, повышенное количество окисей кальция и магния. Эти же явле-

https://jurassica.ru/

ния отмечены и в породах жильной серии, сопровождающих массивы первой фазы.

На основании этого М. Г. Руб (1960а) предполагает, что интрузивные породы первой фазы образовались в результате глубинного гибридизма (в нижнем структурном ярусе) гранитной магмы за счет ассимиляции известняков и доломитов, богатых кальцием, магнием и железом.

Ю. С. Липкин полагает, что процессам гибридизации подверглась не кислая, а средняя или основная магма.

Б. И. Васильев и И. К. Пущин считают, что образование описываемых пород связано с воздействием на породы среднего и основного состава более поздних гранитных интрузий (гранитизация и метасоматоз). Они обосновывают свою точку зрения наличием расплывчатых контактов интрузий с вмещающими породами, присутствием многочисленных ксенолитов, переработанных до теневых мигматитов, одинаковой ориентировкой текстурных элементов в нескольких разобщенных ксенолитах, отсутствием среднепалеозойских эффузивов, которые могли бы быть связанными со среднепалеозойскими интрузиями.

Металлоносность основных и средних пород еще недостаточно изучена. Однако в некоторых участках с ними пространственно и генетически связаны магнетитовые рудопроявления (бухта Анна и др.).

М. Г. Руб находит, что все эти интрузии послескладчатые и приурочены к зонам нарушений, проходящим вдоль складок, в то время как многие другие геологи считают их соскладчатыми.

Во вторую фазу среднепалеозойского интрузивного комплекса внедрялись значительные массы гранитной магмы. Особенно широко гранитоиды этой фазы распространены в пределах Ханкайской и Южно-Приморской зон. Граниты второй фазы по своим петрохимическим особенностям близки к среднему типу гранитов и несколько отличаются от них повышенной щелочностью и незначительным количеством окисей кальция, магния и железа. Кроме того, для них характерно повышенное количество фтора. В это время вначале образовались интрузии биотитовых гранитов, после чего произошло внедрение новых порций гранитного расплава, образовавших многочисленные пологозалегающие дайки мелкозернистых биотитовых гранитов, аплитов, реже гранит-порфиров, несущих признаки внедрения в неостывшие граниты. Путями проникновения для этих расплавов послужили в основном тектонические трещины. В пределах Ханкайской зоны с гранитами второй фазы пространственно и генетически связаны рудопроявления железа, молибдена, вольфрама и олова.

Граниты третьей фазы, внедрившиеся, очевидно, из того же глубинного очага, представлены среднезернистыми биотитовыми, порфировидными биотитовыми и аляскитовыми разностями. Они слагают небольшие массивы, приуроченные к зонам крупных тектонических нарушений.

По петрографическому составу и петрохимическим особенностям граниты третьей фазы описываемого комплекса сходны с гранитами второй фазы. В частности, они также характеризуются резкой пересыщенностью глиноземом, малым количеством окисей кальция и магния, повышенным содержанием щелочей, постоянным присутствием бора, фтора и олова. Это дает основание говорить о тесном генетическом родстве обеих интрузивных фаз. В то же время граниты третьей фазы обладают рядом особенностей. Так, они характеризуются более высоким коэффициентом кислотности, еще меньшим количеством кальция и магния и большим количеством калия, акцессорных минералов и элементов, а также летучих. Граниты третьей фазы сопровождаются дай-

http://jurassica.ru/

ками мелкозернистых биотитовых гранитов, аплитов, пегматитов и гранит-порфиров. Геологическое положение отмеченных даек, их петрографические и петрохимические особенности и характер связанных с ними околожильных изменений свидетельствуют о генетической связи этих даек с гранитами третьей интрузивной фазы.

Со среднепалеозойскими гранитоидами связано оловянное оруденение, не имеющее пока промышленного значения. С многофазными интрузиями указанного возраста связаны слюдисто-флюоритовые месторождения нового генетического типа, а также вольфрамовое, молибденовое и полиметаллическое оруденения. При этом отделение рудоносных растворов от магмы происходило неоднократно, после каждой фазы, но наиболее интенсивное оруденение образовалось после гранитов третьей фазы и связано с остаточным магматическим очагом, насыщенным рудными элементами и летучими компонентами. Металлоносность среднепалеозойских интрузий в пределах Южно-Приморской зоны изучена недостаточно.

Помимо кислых жильных пород в поле распространения гранитов второй и третьей фаз отмечено много даек средних и основных пород. М. Г. Руб (1956б) и другие исследователи предполагают общность магматического очага, из которого образовались граниты и упомянутые дайки. Вероятно, последние связаны с более глубокими горизонтами того же магматического очага, из которого образовались граниты.

Несмотря на существенные различия петрографического состава интрузий различных фаз, намечается ряд признаков, позволяющих считать, что все они относятся к одному интрузивному комплексу. Интрузии содержат ряд общих акцессорных минералов и элементов (Be, Zr, Ca, F, Sn), максимальные содержания которых установлены в гранитах третьей интрузивной фазы. Более поздние гранитоиды являются наиболее кислыми, богатыми калием и летучими. Кроме того, геологическое положение интрузивных тел различных фаз также позволяет относить их к единому интрузивному комплексу. Наиболее вероятным временем внедрения среднепалеозойских интрузий является девон—карбон.

Позднепалеозойские интрузии имеют наибольшее распространение в западной части Даубихинской зоны. Внедрение этих интрузий происходило в три фазы. В первую фазу образовались породы основного и среднего состава. Внедрение их, по мнению большинства геологов, происходило во время основных проявлений позднегерцинских складчатых движений. На это указывает согласное положение интрузивных массивов и полосчатости в них с простиранием складчатых структур. По сравнению с первой фазой среднепалеозойского интрузивного комплекса описываемые породы отличаются большим постоянством состава и структур, меньшей основностью и повышенной щелочностью.

Во вторую фазу внедрялись крупные массивы гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов, диоритов, также согласных с простиранием позднегерцинских складчатых структур. Характерным для них является широкое развитие шлиров и плоскопараллельных текстур, а также широкие (до 3—4 *км*) контактовые ореолы.

Интрузии третьей фазы выделены не во всех зонах, по-видимому, из-за их недостаточной изученности. Наиболее четко интрузивная деятельность третьей фазы проявилась в западных районах края, где в это время формировались массивы биотитовых, биотит-роговообманковых гранитов, гранодиоритов, граносиенитов и других пород гранитоидного ряда.

Субщелочные троицкие граниты составляют интересную генетическую ветвь позднепалеозойского магматического этапа Приморья. Они

https://jurassica.ru/

располагаются вне складчатой области Сихотэ-Алиня, сосредоточиваясь у Западного структурного шва вдоль восточной окраины Ханкайского массива. Подобный тип интрузий возникает во внешней зоне складчатых областей, нередко в краевых частях платформ или на границе древних складчатых областей с молодыми. Путями движения и размещения магм, давших эти интрузии, были протяженные глубинные структурные зоны, идентичные глубинным разломам А. В. Пейве.

Форма интрузий разных структурно-фациальных зон Приморья различна, что связано с различиями тектонических условий их формирования. На крайнем юге Приморского края, где описано несколько массивов, все они представляют собой части крупного батолита, местами еще не вскрытого эрозией или, наоборот, перекрытого более молодыми образованиями. Этот батолит по размерам не уступает батолитам среднепалеозойского комплекса. В более северных и восточных районах края позднепалеозойские интрузии представляют собой сравнительно небольшие тела, обычно приуроченные к крупным разрывным нарушениям. В распределении этих интрузий по отношению к выделяемым в Приморье структурно-фациальным зонам отмечается определенная закономерность. Интрузии краевой части Ханкайского массива и примыкающих к нему частей складчатых зон (Даубихинской, Южно-Приморской и Западно-Приморской) тесно переплетаются с эффузивными образованиями нижней перми, входя вместе с ними в один ряд вулканогенно-интрузивных формаций (габбро-гранодиорит-флюоритовая группа формаций).

Ксенолиты вмещающих пород не характерны для интрузий второй и третьей фаз и отмечаются только в апикальных частях массивов. Контакты гранитов с вмещающими породами четкие, а гибридные породы на контактах редки. Состав позднепалеозойских интрузий находится вне зависимости от состава вмещающих пород.

В позднем палеозое на территории современного хребта Сихотэ-Алинь существовали типичные геосинклинальные условия и формировались эффузивные и субинтрузивные тела спилит-диабазовой формации. Интрузии позднепалеозойского комплекса восточной части Даубихинской зоны, Главного антиклинория, Южно-Приморской зоны более поздние и связаны с формированием верхнепермских эффузивных толщ, образуя с ними единый и более или менее одновозрастный ряд формаций. Граниты Хасанской подзоны и южной части Южно-Приморской зоны принадлежат, очевидно, формации гранитных батолитов, образование которых происходило на этапе позднегерцинского орогенеза. Имеющиеся данные позволяют высказать предположение о том, что при образовании позднепалеозойских интрузий происходила миграция их во времени от Ханкайского массива на юг и восток. При этом, очевидно, интрузии вблизи Ханкайского массива более древние, чем удаленные от него.

Металлогенические особенности позднепалеозойских интрузий далеко еще не ясны. С ними определенно связываются рудопроявления золота, олова, серебра, вольфрама. К наиболее ранним интрузиям основных и ультраосновных пород приурочены проявления никеля, кобальта, платины.

Юрские интрузивные образования имеют ограниченное распространение. Они известны только в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Среди них выделяются две группы. Первая, представленная пироксенитами, ийолит-мельтейгитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами, располагается в средней части антиклинория у с. Кокшаровки. Другая, включающая габброиды, нефелиновые сиениты и щелочные базальтоиды, приурочена к Центральному структурному шву.

http://jurassic.ru/

Юрские интрузии располагаются в пределах крупных тектонических нарушений. Вероятно, такая пространственная закономерность связана с глубинными расколами фундамента.

Юрские эффузивы известны в районах развития одновозрастных интрузий. Можно полагать, что между эффузивной и интрузивной деятельностью имеется прямая связь. Она подтверждается не только тем, что интрузии и эффузивные породы тяготеют друг к другу пространственно и формировались в одну эпоху. На их родство указывает также сходство состава эффузивных и интрузивных пород юрского комплекса. Магматические образования комплекса принадлежат, очевидно, трахиандезитовой и связанной с ней габбро-монцонит-сиенитовой формациям, формирующимся в орогенных зонах.

Металлогенические особенности юрских интрузий еще не вполне ясны. Имеющиеся данные говорят о том, что они представляют определенный интерес с точки зрения находок в связи с ними титана, кобальта, никеля, железа, фосфора, вермикулита и др. Несмотря на незначительное распространение и ограниченный объем, юрский комплекс кажется весьма интересным с металлогенической точки зрения.

Позднемеловой интрузивный комплекс, включающий три разновозрастные серии (татибинскую, бачелазскую и приморскую) формировался в условиях стабилизации Сихотэ-Алинской орогенической области. В связи с тем, что стабилизация этой области в разных тектонических зонах происходила неодновременно, также неодновременно формировались магматические образования.

Районы края, расположенные западнее Центрального структурного шва, к началу позднего мела были более консолидированными по сравнению с Главным синклинорием и Прибрежной зоной. В этих районах по крупным тектонически активным зонам происходило внедрение магмы кислого и среднего состава (татибинская серия). При этом в непосредственной близости к Ханкайскому массиву интрузии имеют резко выраженный трещинный характер, в то время как восточнее и южнее, в зонах относительно менее консолидированных, отмечаются как трещинные интрузии, так и тела, более или менее согласные со складчатыми структурами. Отмечается также и некоторое изменение состава интрузивных образований в различных зонах края. На Ханкайском массиве и в смежных с ним окраинных зонах интрузии татибинской серии сложены породами кислого и отчасти среднего состава. В Главном антиклинории и прилегающей части Главного синклинория, где интрузии татибинской серии тяготеют к Центральному Сихотэ-Алинскому шву, среди них заметную роль играют породы среднего и щелочного состава. Кислые породы также встречаются, но они имеют подчиненное значение. Сходным составом обладают интрузии татибинской серии Западной и Южно-Приморской зон. Металлогенические особенности татибинской серии еще не вполне ясны. С ними во всех зонах связаны рудопроявления олова, вольфрама, молибдена, золота, иногда свинца и цинка. Не выяснено окончательно соотношение татибинской серии с эффузивными образованиями. Учитывая, однако пространственную близость татибинской интрузивной серии и эффузивов сенона, а также формирование их в одно время, можно полагать о наличии такой связи. По-видимому, татибинскую серию следует рассматривать как интрузивный аналог сенонских эффузивов, т. е. как одну из сторон единого магматического процесса. И татибинская серия, и сенонские эффузивные образования входят в одну группу вулкано-плутонических формаций. Татибинская серия по своим особенностям принадлежит ряду габбро-диорит-гранодиоритовых формаций и частично формации субвулканических гранитов.

http://jurassic.ru/

Интрузии бачелазской серии обладают определенным сходством с образованиями татибинской серии и, по-видимому, формировались в ходе единого магматического процесса на более поздней (сенон—датский ярус) его стадии. В этот период основные центры магматической деятельности сместились восточнее и южнее по сравнению с предыдущей эпохой. На Ханкайском массиве существование интрузий бачелазской серии не доказано. Очень немного их и в пределах Даубихинской, северной части Южно-Приморской и Западной зон. Основными районами развития интрузий бачелазской серии являются Главный антиклинорий и Главный синклинорий и отчасти Прибрежная зона. Для бачелазской серии характерно большое разнообразие морфологических типов интрузии. В то же время для западных и южных районов свойственны интрузивные тела, сформировавшиеся в послескладчатую эпоху. К ним относятся многочисленные трещинные интрузии, дайки, штоки и пр. В Главном синклинории имеется два типа интрузий бачелазской серии: более или менее согласные со складчатыми структурами и интрузии трещинного типа. Интрузии бачелазской серии отличаются более кислым составом слагающих пород. Среди них преобладают различные типы гранитов, сформировавшихся в условиях малых глубин. В восточных районах к интрузиям бачелазской серии относятся весьма своеобразные щелочные граниты.

Комплекс диоритовых и монцонитоидных интрузий в целом представляется безрудным. Изолированные тела пород этого состава не сопровождаются рудопроявлениями и почти лишены рассеянной постмагматической минерализации. В этих породах и в отобранных из них минералах рудные элементы отсутствуют или отмечаются редко и в небольших количествах. Характерные для них примеси Co, Ni и Cr представляют лишь геохимический интерес.

Комплекс гранитоидных интрузий, в противоположность предыдущему, является несомненно рудоносным. С контактовыми ореолами и апикальными частями этих интрузий тесно связаны рудопроявления и месторождения олова, вольфрама, молибдена, сульфидных руд и др. Гранитные массивы обычно сопровождаются широко распространенной рассеянной постмагматической минерализацией: грейзенами, прожилками и гнездами кварца, турмалина, железистых хлоритов, различных сульфидов и др. Вместе с тем многие гранитные массивы, особенно распространенные в Южно-Приморской зоне, не сопровождаются оруденением. Причины этого пока не ясны.

Устанавливается следующая закономерность в отношении связи оруденения с интрузиями разного строения и различной тектонической позиции. В зоне Центрального шва и в районах, расположенных к западу от него, развито преимущественно касситерит-кварцевое оруденение. В Главном синклинории развит более сложный комплекс оруденения (касситерит-кварцевые, железисто-силикатные и касситерит-сульфидные оловоносные рудные формации, вплоть до существенно галенит-сфалеритовых). Однако достоверно связь с интрузиями устанавливается только для касситерит-кварцевого и касситерит-турмалинового оруденения. Оруденение других типов во времени и в пространстве значительно удалено от гранитоидных интрузий и его связи с ними устанавливаются по косвенным и далеко не бесспорным признакам.

Послегранитовые дайки среднего и основного состава структурно и во времени очень тесно связаны с оруденением, хотя значительная часть их нередко наблюдается вне рудных полей. Эта особенность, а также признаки близкого петрографического и геохимического родства упомянутых дайковых пород с породами безрудных интрузий ранних фаз позволяют рассматривать связь даек второго этапа с оруденe-

https://jurassica.ru/

нием всего лишь как временную и структурную, но не генетическую или парагенетическую. При этом предполагается, что дайки и рудоносные растворы происходят из существенно различных источников, но формировались одновременно в одинаковых структурно-тектонических условиях.

Интрузии бачелазской серии формировались одновременно или почти одновременно с образованием огромных масс эффузивных толщ сенона — датского яруса (ольгинская серия). В их структурном, пространственном расположении имеется много общего. Отмечается также петрологическое, геохимическое родство. Образования бачелазской серии можно рассматривать в едином ряду вулканоплутонических формаций, образовавшихся на поздних этапах орогенеза, т. е. во время значительной стабилизации орогенных зон. Во время образования интрузий бачелазской серии вначале внедрялась магма среднего и основного состава, которая дала ряд габбро-диорит-гранодиоритовых, иногда габбро-монцонитовых формаций. В более позднюю стадию образовались кислые интрузии формации субвулканических гранитов.

Интрузии приморской серии развиты в основном в Прибрежной зоне и отчасти в смежных с ней Главном синклинории и Южно-Приморской зоне. По общему мнению, интрузии Приморской серии образовались в послескладчатую эпоху, во время многократного растрескивания земной коры и дифференциальных движений отдельных глыб, в период интенсивной вулканической деятельности. Интрузиям приморской серии свойственны черты, подчеркивающие их субвулканический характер (тесное переплетение в пространстве интрузий и субвулканических образований, петрологические особенности, свидетельствующие об их застывании на небольших глубинах, часто в условиях связи с поверхностью Земли, петрологическое сходство с вулканическими образованиями и т. д.). Интрузии приморской серии в различных зонах сложены в основном породами гранодиоритового ряда с переходами к кислым, щелочным и основным породам. Такое однообразие состава для разных зон может, по-видимому, служить основанием для предположения о том, что ко времени образования интрузий приморской серии на всей территории края установились близкие условия.

В течение последних лет накопился значительный материал, позволяющий говорить о различиях в металлогенической специализации формации интрузий малых глубин, приуроченной к прибрежной полосе, и интрузий приповерхностной формации, распространенных в Главном синклинории и зоне Центрального шва. Вместе с тем наибольшие по масштабам процессы рудообразования как в первом, так и во втором случае следуют, как правило, за наиболее поздними интрузивными проявлениями, тесно переплетаясь во времени с дайками порфировых пород. Доказательства связи различных типов оруденения с эволюцией интрузивных очагов были изложены в ряде работ М. А. Фаворской (1956а, 1960б) и др.

Упомянутые различия в характере металлогенической специализации интрузий двух выделенных формаций сводятся в основном к следующему.

С интрузиями малых глубин Прибрежной зоны парагенетически связаны рудопроявления молибдена (молибденит-кварцевой формации), месторождения свинца, цинка и сопутствующих им металлов (геденбергит-сульфидные месторождения скарновой формации и жильные полиметаллические месторождения), небольшие проявления железа (магнетитовые скарны). Олово в связи с этими интрузиями отмечается в очень редких случаях.

http://jurassica.ru/

Изучив ряд месторождений, В. А. Кигай (1961) установила, что накапливание молибдена прекратилось в процессе кристаллизации ранних фаз интрузий. Он отсутствует в более поздних кислых дифференциатах. Накопление олова началось в конце эволюции ранних магматических фаз и продолжалось значительно дольше, чем накопление молибдена, но примесь олова, по-видимому, свойственна лишь некоторым локальным магматическим камерам. Свинец и цинк в равной мере широко распространены во всех гранитоидах района.

С приповерхностными гранитоидами Главного синклинория и зоны Центрального шва связаны единством очага разнообразные проявления: касситерит-турмалиновые, касситерит-хлоритовые, касситерит-сульфидные и другие, а также проявления ртути. Для них также отмечается приуроченность к поздним стадиям развития магматического очага, причем по времени образования они следуют за небольшими интрузиями аляскитовых пород, обогащенных калием и кремнеземом.

Связь рудопроявлений с субвулканическими телами, представляющими собой корни регионально распространенных эффузивов, является структурной.

В палеогене магматическая деятельность в Приморье широко проявилась в Прибрежной зоне и прилежащей к ней части Главного синклинория. Палеогеновые магматические образования имеют много общего с приморской серией и, видимо, образуют с ней единый формационный ряд.

В течение позднего мела—палеогена в Приморье проявилась весьма активная эффузивная деятельность. Можно с некоторой долей условности выделить извержения различных типов. Извержения гавайского типа, по-видимому, имели место в раннем сеноне и частично в палеоцене и эоцене. Извержения эксплозивных типов (плинианского, вулканского и стромболианского) происходили на протяжении почти всего периода вулканизма за исключением времени образования петрозуевской и кузнецовской свит. Частое образование побочных кратеров вокруг вулканов, синхронных сияновской, богопольской и брусиловской свитам, сближает извержения этих вулканов (вулкан Светлого Отвода, мыса Скалистого и др.) с извержениями типа Этны, а перемежаемость взрывных явлений с излиянием потоков лавы представляет извержения так называемого смешанного типа или типа Везувия. Для датского времени очень характерны сильные эксплозивные извержения, сопровождавшиеся ростом экструзивных куполов и образованием раскаленных туч. В это время имели место очень близкие по характеру извержения типов Безымянного (или Катмай), Мон-Пеле и Мерай. Извержения вулкана Капустоловного, по-видимому, сопровождались выбросом раскаленных лавин агломератового состава — тип Суфриера. Кроме того, в конце мела происходило образование крупных экструзивных залежей.

Неогеновые интрузии принадлежат ряду субвулканических образований и представляют собой различного типа вулканические аппараты, выполненные щелочными базальтоидами. По своим особенностям эти интрузии связаны с трапповой и щелочно-базальтоидной формациями.

https://jurassica.ru/

Глава шестая

ТЕКТОНИКА

Первая схема тектонического строения южной части Советского Дальнего Востока была разработана В. А. Обручевым (1927). Вопросы тектоники освещены в трудах М. М. Тетяева, а также в сводных работах В. З. Скорохода (1941), А. А. Леонтовича и др. Схемы тектонического строения южной части Дальнего Востока были составлены А. Н. Криштофовичем (1932а, 1938), Г. П. Воларовичем (1939а) и А. З. Лазаревым (1939а). Дальнейшее развитие вопросы тектонического строения Приморского края получили в работах Н. А. Беляевского, И. И. Берсенева, А. И. Бурдэ, Г. П. Воларовича, Ю. Я. Громова, Б. А. Иванова, М. И. Ициксона, Л. И. Красного, П. Н. Кропоткина, М. Г. Органова, С. А. Салуна, В. Н. Силантьева, А. М. Смирнова и других исследователей.

В работах перечисленных авторов основное внимание уделено тектоническому районированию, истории геологического развития Приморья в целом или его отдельных частей, соотношению тектонических структур края и смежных регионов. Часть исследований посвящена характеристике структурных швов и других крупных разломов. При составлении настоящей главы был обобщен большой фактический материал, собранный в последние годы в результате проведения геологических съемок, а также геофизических исследований.

Тектоническое строение Приморского края определяется его положением в зоне сочленения таких крупных тектонических структур Азиатского континента и прилегающих участков Тихого океана, как Лаоелинская складчатая зона Северо-Восточного Китая, Восточно-Азиатская складчатая область, Сихотэ-Алинская область мезозойской складчатости и прогиб северной части Японского моря. Приморский край охватывает часть перечисленных тектонических элементов, за исключением Китайской платформы, расположенной южнее и представленной ее северной оконечностью — массивом Кванмо раннепротерозойского возраста*.

Тектоническое строение края изучено неравномерно. В области палеозойской складчатости, где сравнительно хорошо разработана стратиграфия, тектонические структуры исследованы более полно. В области мезозойской складчатости, характеризующейся широким распространением близких по составу толщ различного возраста, бедных фауной и флорой, чрезвычайно сильно дислоцированных и очень плохо обнаженных, особенности тектонической структуры расшифровываются с трудом. Структуры складчатого фундамента описаны по выделенным в третьей главе структурно-фациальным зонам (см. рис. 7, 8).

---

* См. «Тектоническая карта Евразии. Главный редактор акад. А. Л. Яншин. М., 1966.

http://jurassica.ru/

ОБЛАСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

К описываемой области относятся Ханкайский массив, Даубихинская, Алчанская, Западно-Приморская и Южно-Приморская зоны. Перечисленные структурно-фациальные зоны благодаря многочисленным интрузиям были значительно консолидированы к концу палеозоя, что определило субплатформенный характер развитых здесь мезозойских отложений и преимущественно брахиформный характер, сложенных ими структур.

Зона Ханкайского массива

Ханкайский массив расположен в западной части Приморского края. На севере массив продолжается на территории КНР.

А. З. Лазарев (1939а) относил массив к периферической антиклинальной области нижнемезозойской складчатой зоны. П. Н. Кропоткин (1954а), впервые применивший термин «Ханкайский массив», понимал под ним все Западное Приморье, относя эту территорию к области мезозойской складчатости.

Н. А. Беляевский и др. (1955) выделили северо-восточную часть Ханкайского массива, в понимании П. Н. Кропоткина, в Уссури-Ханкайский массив, отделив его от расположенного к западу Гродековского поднятия; формирование массива он относил к раннему палеозою; им же выделен Западный Сихотэ-Алинский структурный шов (Беляевский, Громов, 1955), что позволило провести четкую границу массива с востока. И. И. Берсенев (1959) к Ханкайскому массиву относил зону, почти совпадающую с Уссури-Ханкайским массивом Н. А. Беляевского; консолидацию массива он относил к каледонскому, возможно, герцинскому времени и выделил Южный Сихотэ-Алинский шов, ограничив им Ханкайский массив с юга. А. М. Смирнов (1963) рассматривал описываемый массив как осколок Китайской платформы, отделившийся от последней в результате заложения Лаоелин-Гродековской зоны в палеозое; главная стадия консолидации массива приходится на кембрий, заключительная — на поздний палеозой. Н. П. Васильковский (1962г) считает Ханкайский массив структурой геоантиклинального типа, возникшей в результате постепенного развития этого участка земной коры, не связанного непосредственно с Китайской платформой.

Наиболее полное описание геологии Ханкайского массива дано Н. А. Беляевским и др. (1955), Ю. Я. Громовым (1959б), Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым (1962). Различные данные по строению массива содержатся в сводных работах Б А. Иванова (1961), А. М. Смирнова (1963), Ю. Г. Иванова (1961), И. И. Берсенева (1959 и др.), Р. Г. Кулинича и др. (1965).

Современное представление о тектонике Ханкайского массива сложилось в последние годы после проведения крупномасштабных геологических съемок на большей части его площади коллективом геологов Приморского геологического управления (В. А. Бажанов, А. Ф. Крамчанин, Ю. С. Липкин, Е. П. Леликов, Ю. Н. Олейник и др.).

В свете этих данных Ханкайский массив является наиболее древней структурой Приморья, геосинклинальное формирование которой в общем завершилось к концу среднего палеозоя. Краевые части массива были переработаны позднепалеозойскими и мезозойскими движениями. Северная часть, по-видимому, вовлекалась в геоантиклинальное поднятие раньше южной. Ханкайский массив сложен протерозойскими, кембрийскими и ордовикско-силурийскими образованиями, претерпевшими в той или иной мере региональный метаморфизм, а также прорванными

http://jurassica.ru/

гранитами главным образом среднепалеозойского возраста. Верхнепалеозойские и более молодые отложения в пределах массива слагают наложенные впадины. Послесреднепалеозойские гранитоиды приурочиваются обычно к краевым частям массива, подчеркивая ограничивающие его разломы. Массив в настоящее время представляет собой равнину с отдельными холмами и низкими горами.

От окружающих зон более молодой складчатости Ханкайский массив отличается геофизическими полями. Согласно Р. Г. Кулиничу и др. (1964 г.) ему соответствуют различные, но в целом повышенные аномалии силы тяжести изометричной или слабо вытянутой формы субширотного и северо-западного направлений и спокойные геомагнитные аномалии, имеющие мозаичный характер и варьирующие в пределах ±50—100 *гамм*. Эти аномалии отличны от «полосовых» гравитационных аномалий северо-восточного направления, присущих мезозойским складчатым зонам.

Ханкайский массив со всех сторон ограничен разломами. Северная граница массива проводится по Иманскому шву (А), представляющему собой систему разломов широтного простирания, проходящих вдоль долин рек Иман и Бейцухе (рис. 22). Восточной границей Ханкайского массива служит Западный Сихотэ-Алинский структурный шов (Б), отчленяющий массив от Даубихинской зоны; на юге он ограничен разломами Южного Сихотэ-Алинского шва (В), по которым Ханкайский массив надвинут на складчатые структуры Южно-Приморской зоны. Его западной границей является Западно-Приморский шов (Г), проходящий в северо-северо-восточном направлении близ с. Решетниково. Фундамент массива вблизи названных швов, в полосе до 10 *км*, обычно разбит на небольшие (2—5 *км*^{2}) тектонические блоки, «спаянные» позднепалеозойскими и мезозойскими интрузиями. Этой части массива, как правило, соответствует общая смена мозаичных аномалий гравитационного и геомагнитного полей на четко выраженные линейные.

В настоящей работе складчатое основание массива рассматривается как единый структурный комплекс, сложенный докембрийскими нижнепалеозойскими образованиями, включая силурийские отложения. Постепенная смена метаморфизма и несовпадение его изоград со стратиграфическими границами, а также отсутствие доказанных крупных структурных несогласий не дают возможности выделять в складчатом основании массива ярусы, подэтажи, как это предлагалось ранее В. З. Скороходом (1941), П. Н. Кропоткиным (1954а и др.), А. М. Смирновым (1963б) и другими исследователями. Верхнепалеозойские и более молодые породы массива слагают второй его комплекс — субплатформенный чехол.

Н. А. Беляевский и др. (1955) и Ю. Я. Громов (1959б) выделяли в пределах Ханкайского массива несколько структурных элементов: Вакский, Шмаковский антиклинории и Кабаргинский, Черниговский синклинории, описывая их как линейные структуры преимущественно северо-западного простирания. Новые данные позволяют пересмотреть и детализировать ранее предложенную схему районирования. В частности, Вакский и Шмаковский антиклинории по своему внутреннему строению ближе всего стоят к структурам типа «гнейсовых куполов» (Eskola, 1949), обычных для районов распространения древних толщ. Кабаргинский синклинорий выступает как сравнительно небольшая частная структура, возникшая между куполами в результате их роста.

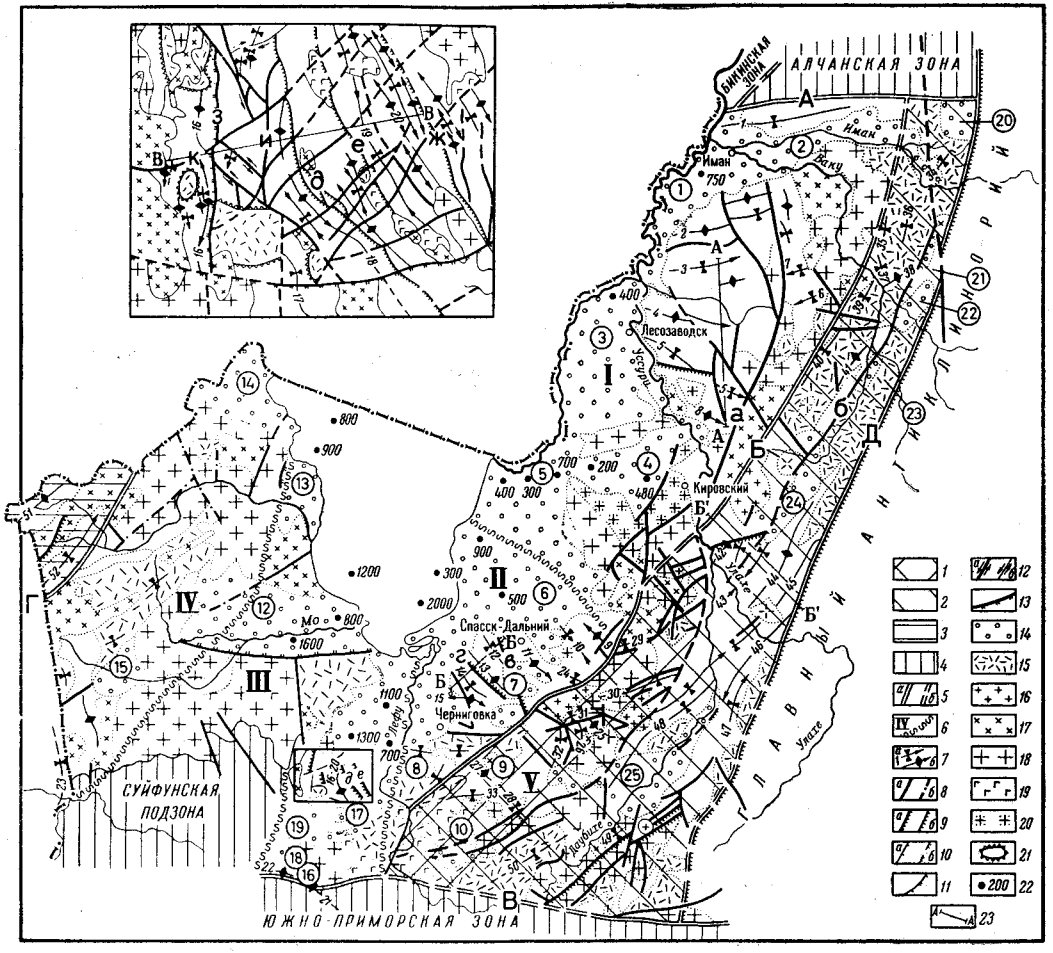
В юго-западной части Ханкайского массива выделен Вознесенский антиклинорий, намеченный еще в работах Н. А. Беляевского и др. В состав Ханкайского массива включена большая часть бывшей Гродековской подзоны, ранее относившейся к Западно-Приморской зоне и охва-

http://jurassica.ru/

Рис. 22. Схематическая тектоническая карта Ханкайского массива, Даубихинской зоны и Краевской подзоны Западно-Приморской зоны (по И. И. Берсеневу и Ю. Н. Олейнику). На врезке — тектоническая схема участка Вознесенской подзоны у с. Вознесенка (по Ю. С. Липкину и М. И. Липкиной)

1 и *2* — Даубихинская зона с Синегорской (1) подзоной; *3* — Краевская подзона Западно-Приморской зоны; *4* — сопредельные зоны (названия указаны на карте); *5* — структурные швы установленные (*а*) и предполагаемые (*б*): *6* — границы подзон Ханкайского массива; *7* — оси синклинальных (*а*) и антиклинальных (*б*) складок (стрелка указывает на погружение шарнира); разрывные нарушения прослеженные (*а*) и предполагаемые (*б*): *8* — неустановленного типа, *9* — надвиги, *10* — сбросы, *11* — взбросы, *12* — сдвиги, *13* — сбросы кайнозойского возраста; *14* — кайнозойские впадины; *15* — сенон-палеогеновые и преимущественно позднепалеозойские эффузивы и их туфы; гранитоиды: *16* — мезозойские, *17* — позднепалеозойские, *18* — среднепалеозойские; *19* — среднепалеозойские габброиды; *20* — протерозойские гранито-гнейсы; *21* — субвулканические тела; *22* — глубина залегания допалеозойского фундамента в метрах; *23* — линии геологических разрезов, изображенных на рис. 23

Подзоны Ханкайского массива: I — Лесозаводская; II — Спасская; III — Вознесенская; IV — Гродековская. Кайнозойские и мезозойско-кайнозойские впадины (цифры в кружках): 1 — Иманская; 2 — Гоголевская; 3 — Лесозаводская; 4 — Шмаковская; 5 — Сантахезская; 6 — Спасская; 7 — Меркушевская; 8 — Манзовская; 9 — Реттиховская; 10 — Сандуганская; 11 — Вадимовская; 12 — Жариковская; 13 — Ильинская; 14 — Турьерогская; 15 — Гродековская; 16 — Раковская; 17 — Чихезская; 18 — Воздвиженская; 19 — Галенковская; 20 — Бейцухинская; 21 — Найцухинская (предполагаемая); 22 — Ореховская; 23 — Малиновская; 24 — Шетухинская; 25 — Даубихинская. Складчатые структуры (цифры без кружков): *1* — Бейцухинская; *2* — Матвеевская; *3* — Ильмовская; *4* — Филаретовская; *5* — Орловская; *6* — Кабаргинская; *7* — Тамгинская; *8* — Иннокентьевская; *9* — Нахимовский купол; *10* — Татьяновская; *11* — Спасская; *12* — Кулешовская; *13* — Прохоровская; *14* — Меркушевская; *15* — Дмитриевская. Складки Вознесенского антиклинория (*16*—*20*): *16* — Западная, *17* — Первомайская, *18* — Главная, *19* — Вознесенская, *20* — Ярославская; *21* — Осиновская; *22* — Уссурийская; *23* — Пограничная; *24* — Безымянная; *25* — Даубихезская; *26* — Чернышевская; *27* — Лунзенская; *28* — Реттиховская; *29* — Угодинзинская; *30* — Яковлевская; *31* — Тиссовая; *32* — Телянзинская; *33* — Вассиановская; *34* — Еловская; *35* — Первомайская; *36* — Смирновская; *37* — Завитинская; *38* — Ромненская; *39* — Даниловская; *40* — Мангоушская; *41* — Малиновская; *42* — Владимировская; *43* — Шетухинская; *44* — Лесная; *45* — Кедровская; *46* — Загорная; *47* — Покровская; *48* — Варфоломеевская; *49* — Таежная; *50* — Известковая; *51* — Краевская; *52* — Синтухинская. Структурные швы: А — Иманский; Б — Западный Сихотэ-Алинский; В — Южный Сихотэ-Алинский; Г — Западно-Приморский; Д — Даубихинский. Крупные разломы: а — Средне-Ханкайский; б — Шетухинский; в — Спасский, г — Дмитриевский; д — Главный; е — Вознесенский и ж — Ярославский надвиги, з — Западный взброс; и — Центральный взброс; к — Григорьевский сдвиг



тывающей Гродековский плутон и район распространения кордонкинской свиты силура.

Таким образом, в Ханкайском массиве выделены Лесозаводская (I), Спасская (II), Вознесенская (III) и Гродековская (IV) подзоны (см. рис. 22). Лесозаводская подзона делится на Вакский и Шмаковский купола и разделяющий их Кабаргинский синклинорий. В Спасской подзоне выделен Нахимовский купол и Черниговский синклинорий. Вознесенская подзона включает Вознесенский антиклинорий. Гродековская подзона рассматривается в целом, без разделения на крупные структурные единицы.

Предложенная схема районирования отражает основные различия в структуре подзон. Лесозаводская подзона — это территория преимущественного развития брахиформных структур, крылья которых осложнены складками, близкими к линейным. Простирания слоев в ядрах куполов сложно и причудливо изменяются от северо-западных до северо-восточных. Простирания осложняющих крылья куполов линейных складок радиальны и концентричны по отношению к центру куполов. Спасская и Вознесенская подзоны являются районами преимущественного развития линейных складок, оси которых простираются в общем на северо-запад.

Складчатая структура Гродековской подзоны неясна, так как здесь находится крупный Гродековский плутон. Развитые на юге подзоны силурийские толщи имеют меридиональное простирание.

На западе, юго-западе и юго-востоке Ханкайский массив окаймлен крупными интрузиями среднепалеозойского интрузивного комплекса, внедрившимися в завершающие этапы становления массива.

Гравитационные аномалии над антиклинориями и синклинориями по морфологии не отличаются друг от друга (Кулинич и др., 1965). Очевидно, в связи с послескладчатой и соскладчатой гранитизацией была утрачена их индивидуальность.

Складчатые структуры массива в различных его частях имеют общие черты, заключающиеся в возрастании интенсивности складчатости вверх по разрезу до кембрия, в брахиформном характере структур и в наличии брахискладок. Разрывные нарушения, развитые в пределах этих структур, представлены надвигами, взбросами и взбросо-сдвигами. Реже отмечаются сбросы, образовавшиеся после консолидации массива.

Ниже приводится характеристика структур по подзонам с северо-востока на юго-запад.

Лесозаводская подзона

Лесозаводская подзона объединяет с севера на юг Вакский купол, Кабаргинский синклинорий и Шмаковский купол, в свою очередь состоящие из ряда синклиналей и брахиантиклиналей — структур второго порядка (см. рис. 22). Их описание приводится по данным Е. Д. Касьяна, А. Ф. Крамчанина, Е. П. Леликова, И. В. Мишкиной, Ю. Н. Олейника, И. К. Пущина и Б. П. Поды.

Вакский купол является наиболее крупной структурой Лесозаводской подзоны. Диаметр его 80—100 *км*. На юге на широте г. Лесозаводска он граничит с Кабаргинским синклинорием. Зона их сочленения осложнена нарушениями, по-видимому, надвигового или взбросового типа. На севере купол ограничен разломами Иманского шва, а на востоке отделяется интрузиями гранитов от Даубихинской зоны. Западная окраина купола перекрыта кайнозойскими отложениями. Вакский купол сложен протерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями общей мощностью около 6000 *м*, образующими крупное овальной формы поднятие. Большая часть этого купола скрыта долиной р. Уссури.

http://jurassica.ru/

В пределах обнаженной части выступает край ядра купола и его крылья. В ядре обнажаются глубокометаморфизованные породы нижнего протерозоя и анатектоидные гранито-гнейсы. Крылья купола сложены образованиями протерозоя, рифея и нижнего палеозоя. Строение ядра купола весьма сложное. Для него характерны брахиантиклинали, окруженные причудливо изгибающимися синклиналями, лишь местами сохраняющими признаки линейных складок. Несколько отчетливей выражена линейная складчатая структура на крыльях купола. Ориентировка складчатых структур в ядре купола различная (от северо-западных до северо-восточных). Близ ядра купола линейные складки ориентированы радиально. Во внешней зоне простирания толщ становятся концентрическими. Внутри купола и на его крыльях с севера на юг можно выделить несколько брахиантиклинальных и синклинальных складок, главные из которых рассматриваются ниже.

Бейцухинская синклиналь (1) расположена на междуречье Иман — Бейцухе (см. рис. 22). На севере по Иманскому шву она граничит с Алчанской зоной, а на юге с Матвеевской брахиантиклиналью. Эта синклиналь имеет сложное блоковое строение. В ее пределах развиты средне- и верхнепротерозойские интенсивно рассланцованные породы. Ось складки простирается на северо-восток 65—70°. Углы падения крыльев синклинали 40—60°, общая длина по разрозненным выходам 50—60 *км*, ширина видимой ее части 10—15 *км*.

Матвеевская брахиантиклиналь (2), состоящая из нескольких мелких брахиантиклиналей и сложных синклиналей, расположена в междуречье Половинка — Кедровка. Ось брахиантиклинали с небольшими отклонениями простирается в восток-северо-восточном направлении. Длина ее 30 *км*, ширина 15 *км*. В ядре брахиантиклинали залегает ружинская, на крыльях — матвеевская свиты, которые перекрываются кайнозойскими отложениями. Внутреннее строение брахиантиклинали довольно сложное. Северное крыло имеет углы падения 50—75°, оно осложнено синклиналью и брахиантиклиналью с размахом крыльев до 4—5 *км*. Южное крыло Матвеевской брахиантиклинали, имеющее более крутое падение (до 85°), осложнено складками высоких порядков вплоть до плойчатости и оборвано нарушением типа надвига. В зоне надвига наблюдаются катаклазиты, милониты и диафториты.

Ильмовская синклиналь (3) расположена на правобережье р. Малая Тамга и сложена тургеневской свитой среднего протерозоя. Ось ее протягивается в широтном направлении от с. Ильмовка до с. Пантелеймоновка. Ширина складки изменяется от 5—8 *км* у западного замыкания синклинали до 20 *км* в центральной части. На восток синклиналь расширяется. Северное ее крыло, представляющее собой сложноскладчатую структуру, граничит с Матвеевской брахиантиклиналью. Южное крыло шириной 7—10 *км* осложнено серией мелких складок с углами падения крыльев 35—60°. На юге синклиналь граничит с Филаретовской брахиантиклиналью по разлому северо-западного направления, к которому приурочены небольшие интрузии среднепалеозойских гранитоидов.

Филаретовская брахиантиклиналь (4) сложена в центральной части ружинской и матвеевской свитами, на периклинали и крыльях — тургеневской свитой. Она имеет очень пологие углы падения в ядре (0—20°). Северное крыло падает под углами 25—40°, в южном крыле на расстоянии 5—8 *км* от оси складки углы падения слоев составляют 10—20°. Южное крыло брахиантиклинали отделяется от Кабаргинского синклинория узкой полосой гнейсов и гранито-гнейсов, приуроченных, возможно, к среднепалеозойской ослабленной зоне.

Кабаргинский синклинорий (рис. 23, *А—А*) сложен верхнепротерозойскими — нижнепалеозойскими породами, имеющими общую мощность 5 500 *м*. Субмеридиональный Средне-Ханкайский разлом разбивает синклинорий на восточный и западный блоки, отличающиеся различной глубиной эрозионного среза и горизонтальным смещением осей складчатых структур этих блоков на расстояние порядка 20—30 *км*. По-видимому, Средне-Ханкайский разлом является левосторонним сдвигом. На карте вторых производных гравитационного поля область разлома представляется в виде зоны локальных аномалий явно меридионального направления (Кулинич, 1963г.). Геологические наблюдения И. В. Мишкиной свидетельствуют, что разлом на значительном протяжении представлен зоной дробления и сопровождается на отдельных участках диафторезом и милонитизацией.

https://jurassica.ru/

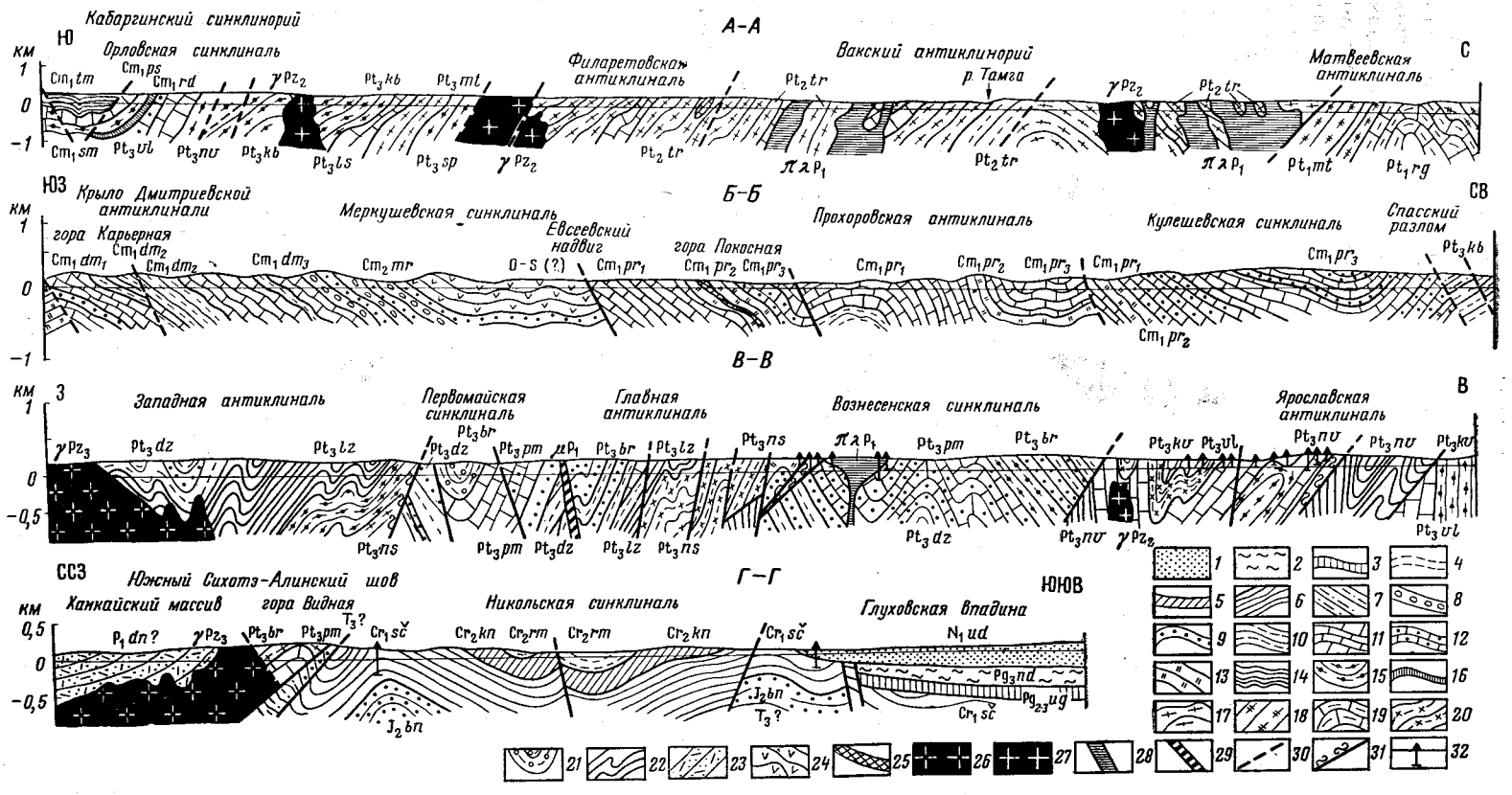


Рис. 23. Геологические разрезы через Ханкайский массив и соседние структуры: *А-А* — северной части массива восточнее г. Лесозаводска (по Ю. Н. Олейнику); *Б-Б* — средней части массива в районе г. Спасска-Дальнего (по И. В. Мишкиной); *В-В* — южной части массива от с. Григорьевка до с. Вознесенка (по Ю. С. Липкину); *Г-Г* — южной окраины массива, зоны сочленения массива и Западно-Приморской зоны и прилегающего района до восточной окраины г. Уссурийска (по А. Ф. Крамчанину)

http://jurassic.ru/

1 — слабосцементированные песчаники, алевролиты, аргиллиты; *2* — песчаники, алевролиты, туфы, порфириты; *3* — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туффиты, бурые угли; *4* — алевролиты, песчаники, туфы среднего состава; *5* — туфогенные («кузорчатые») песчаники и алевролиты; *6* — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, каменные угли; *7* — песчаники, алевролиты, сланцы; *8* — конгломераты; *9* — песчаники; *10* — алевролиты и аргиллиты; *11* — известняки; *12* — доломиты; *13* — кремнистые породы; *14* — песчаники и филлиты; *15* — мусковит-биотитовые сланцы; *16* — железистые кварциты; *17* — биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы; *18* — гнейсы биотитовые, гранат-кордиеритовые, кварциты, сланцы, мраморы; *19* — мраморы с графитом и диопсидом; *20* — алевролиты и кварц-серицит-гематитовые сланцы; *21* — песчаники и сланцы серицитовые и серицит-хлоритовые; *22* — углисто-графитисто-серицитовые сланцы; *23* — эффузивы кислого состава, их туфы; *24* — амфиболиты и эпидозиты; *25* — прослои порфиритов; *26* — позднепалеозойские ($\gamma P z_3$) и *27* — среднепалеозойские ($\gamma P z_2$) граниты; раннепермские экструзии: *28* — кислые ($\varepsilon \pi P_1$) и *29* — средние (μP_1); *30* — тектонические нарушения; *31* — зона нарушения; *32* — буровые скважины. Свиты, толщи, серии: $N_1 ud$ — усть-давыдовская; $Pg_3 nd$ — надеждинская; $Pg_{2-3} ug$ — угловская; $Cr_2 rm$ — романовская; $Cr_1 kn$ — кангаузская; $Cr_1 sc$ — сучанская; $J_3 bn$ — бонивуровская; $P_1 dn$ — дунайская; $Cm_3 tm$ — тамгинская; $Cm_2 mr$ — меркушевская; $Cm_2 dm$ — дмитриевская (верхняя, средняя и нижняя подсвиты). $Cm_1 pr$ — прохоровская (верхняя, средняя и нижняя подсвиты); $Cm_1 ps$ — песчано-сланцевая; $Cm_1 rd$ — рудоносная; $Cm_1 sm$ — смольнинская; $Pt_3 kv$ — коваленковская; $Pt_3 vl$ — волкушинская; $Pt_3 ro$ — новоярославская; $Pt_3 br$ — березянская; $Pt_3 pm$ — первомайская; $Pt_3 dz$ — дальзаводская; $Pt_3 kb$ — кабаргинская; $Pt_3 ls$ — лысогорская; $Pt_3 lz$ — лузановская; $Pt_3 mt$ — митрофановская; $Pt_3 ns$ — насыровская; $Pt_3 sp$ — спасская; $Pt_2 tr$ — тургеневская; $Pt_1 mt$ — матвеевская; $Pt_1 rg$ — ружинская.

В Кабаргинском синклинории до некоторой степени условно выделяется несколько складок более высокого порядка, описанных ниже.

Орловская синклиналь (5), расположенная западнее с. Пчельного, прослеживается по отдельным выходам до г. Лесозаводска (см. рис. 22). С юга серией сбросов северо-западного простирания она отделяется от Иннокентьевской брахиантиклинали Шмаковского купола. Простирание структуры в восточной части северо-западное и широтное, а в западной — северо-западное, длина ее 35 *км*, ширина 20 *км*.

В северном крыле наблюдается полный разрез верхнепротерозойских образований, моноклинальное падение которых с углами 65—80° в средней части осложнено небольшими складками. Ядро Орловской синклинали, сложенное кембрийскими и кембрийско-силурийскими породами, интенсивно дислоцировано. Рядом с вертикально падающими пластами рудоносной свиты (гора Таловская) располагаются участки со спокойным (не более 30°) залеганием. Тамгинская серия (?) дислоцирована сильнее — ею сложены складки второго и третьего порядка с углами падения до 70°.

Кабаргинская антиклиналь (6) занимает правобережье р. Большая Кабарга, протягиваясь от района горы Маячной до верховья ключа Солдатского. Ширина ее 5 *км*, длина 14 *км*. Антиклиналь разбита на блоки. Ядро ее сложено кембрийскими, крылья кембрийско-силурийскими отложениями. Южное крыло граничит со среднепалеозойскими гранитами. На севере антиклиналь сопряжена с Тамгинской синклиналью. Простирание складки северо-восточное. Углы падения пород в приосевой части 40—60°, на крыльях 30—50° и менее. К приосевой части складки приурочена зона субширотных разрывных нарушений, контролирующих проявление полиметаллической минерализации.

Тамгинская синклиналь (7) занимает верховье бассейна р. Тамга. Она сложена тамгинской серией и в гравитационном поле выделяется пониженными значениями силы тяжести. Гравитационные аномалии имеют расплывчатый характер при нечетко выраженном субширотном простирании. Простирание синклинали северо-восточное. Складка асимметричная. Южное крыло ее падает на северо-северо-запад под углом 20—50°, в ядре обычны более крутые падения (40—50°), северное крыло в приосевой части падает моноклинально к центру под углом 20—40°, а в 4 *км* от оси синклинали довольно резко разворачивается на северо-запад и имеет углы падения 50—70°. В этом крыле структуры развиты единичные складки второго порядка с шириной крыльев 0,5—1 *км*. Характерной особенностью Тамгинской синклинали является различный метаморфизм слагающих ее пород; в южном крыле и ядре они метаморфизованы до фации зеленых сланцев, а в северном превращены в гнейсы, биотит-силлиманитовые и другие кристаллические сланцы, что связано с образованием среднепалеозойских метасоматических гранитоидов. Последние в северной части Вакского антиклинория развиты в виде крупных массивов, которые приурочиваются к антиклинальным перегибам структур, сложенных алюмосиликатными породами. В гранитоидах сохраняются ксенолиты или реликты более устойчивых к процессам гранитизации пород — мраморов и кварцитов.

Шмаковский купол причленяется с юга к Кабаргинскому синклинорию по серии разрывных нарушений. Эта наиболее изученная структура Ханкайского массива расположена к югу от р. Кабарга. Южная граница его не известна.

http://jurassica.ru/

Шмаковский купол в большей своей части сложен среднепалеозойскими гранитами, что хорошо отражается в несколько пониженных аномалиях силы тяжести. По гравитационным аномалиям в антиклинории выделяется ряд блоков. Наиболее крупные из них располагаются между ст. Шмаковка и г. Лесозаводском к западу от пос. Кировского и западнее с. Руновка. Стратифицированные толщи основания массива, сохранившиеся обычно в виде более или менее крупных ксенолитов в гранитах, смяты в мелкие складки широтного и субширотного простирания протяженностью 0,5—3 *км* с углами падения в крыльях от 20 до 60°. К югу от широты пос. Кировского метаморфические породы практически отсутствуют.

Иннокентьевская брахиантиклиналь (8) располагается севернее с. Иннокентьевка. Простирание оси северо-западное. Ширина складки около 10 *км*, длина 18 *км*. Ядро брахиантиклинали сложено мраморами, крылья — метаморфическими сланцами тургеневской свиты. Углы падения пород на крыльях 30—35°, реже 65°, а по оси структуры нередко 15—20°. Юго-западное крыло осложнено складками более высоких порядков вплоть до плойчатости, нередко с опрокинутыми слоями. Северо-восточное крыло оборвано интрузией шмаковских гранитов и упоминавшимися выше разрывами.

Наряду с большим развитием в пределах купола среднепалеозойского интрузивного комплекса значительное распространение здесь имеют позднепалеозойские и, возможно, мезозойские гранитоиды. Эту особенность подчеркивал Ю. Я. Громов (1959).

Спасская подзона

Спасская подзона (II, см. рис. 22) включает Нахимовский купол и Черниговский синклинорий, сложенные среднепротерозойскими — силурийскими (?) породами общей мощностью около 10 тыс. *м*, и выражена единым крупным максимумом силы тяжести изометричной формы.

Описание структур Спасской подзоны приводится по данным М. А. Мишкина, И. В. Мишкиной, Ю. Н. Олейника и др. Подзона ограничена с юго-востока Западным Сихотэ-Алинским швом, прослеживающимся на 100 *км* в северо-восточном направлении от с. Монастырище до с. Ново-Владимировка. По этому разлому структуры соседней Синегорской подзоны опущены на несколько сотен метров. На северо-западе структуры Спасской подзоны скрыты кайнозойскими отложениями Манзовской и Спасской впадин. Граница с Лесозаводской подзоной проведена по южному контакту шмаковского плутона, а с расположенной западнее Вознесенской подзоной — по разлому, проходящему вдоль долины р. Лефу. Спасской подзоне, в отличие от рассмотренных структур Лесозаводской подзоны, присущи линейность складок и северо-западные простирания структур.

Нахимовский купол (9) расположен в северо-восточной части подзоны. Он сложен нахимовской и на крыльях татьяновской свитами. Северо-восточное крыло ограничено среднепалеозойскими гранитами. Ось купола прослеживается на 20 *км*, ширина его 15 *км*. Купол имеет в плане овальную форму. На юго-западном крыле купола слои залегают моноклинально с углами падения 15—25°, а северо-восточное крыло осложнено складками второго порядка шириной до 0,8 *км*, углами падения слоев в крыльях до 50°; а вблизи разломов до 90°. Шарнир купола полого погружается на северо-запад и юго-восток.

Черниговский синклинорий осложнен описанными ниже складками второго порядка.

Татьяновская брахисинклиналь (10), примыкает с юго-запада к Нахимовскому куполу (см. рис. 22). Она представляет собой типичную брахискладку и сложена татьяновской и спасской свитами. Ширина брахисинклинали 7—8 *км* на юго-востоке и значительно меньшая (до 4 *км*) в северо-западной части; видимая ее длина 12 *км*. Юго-западное крыло осложнено складками второго порядка, углы

http://jurassica.ru/

падения в крыльях составляют 15—30°, в ядре 10—20°. Весьма характерно развитие в татьяновской свите асимметричных или изоклинальных складок (волочения ?) шириной от 1 до 15 *км*. Северо-восточное крыло брахисинклинали пересекается двумя параллельными надвигами северо-западного простирания с падением плоскости сместителя на северо-восток и вертикальной амплитудой в первые сотни метров. Нарушения сопровождаются широкими зонами диафторитов. Как и Нахимовский купол, Татьяновская брахисинклиналь пересекается нарушениями северо-восточного направления, образующими отдельные зоны; они имеют взбросовый характер и, очевидно, связаны с формированием Сихотэ-Алинской геосинклинали. Вертикальная амплитуда таких нарушений — первые сотни метров.

Спасская антиклиналь (11), сменяющая на юго-западе Татьяновскую брахисинклиналь, сложена верхнепротерозойскими породами. Это линейная складка, отделенная крутопадающим субмеридиональным Спасским надвигом (в) от Кулешовской синклинали. Плоскость сместителя надвига падает на восток под углом 60°. Зона разлома имеет ширину 250—400 *м*, она представлена интенсивно рассланцованными и раздробленными породами, к которым приурочены небольшие тела ультрабазитов. Рассматриваемая антиклиналь представляет собой открытую асимметричную складку шириной около 10 *км*, длиной более 12 *км*. На северо-западе она скрывается под кайнозойскими отложениями. Ядро складки сложено татьяновской и спасской свитами, прорвано протерозойскими (?) межпластовыми интрузиями («порфироидами»). Крылья ее сложены митрофановской и на юго-западе — кабаргинской свитами; последняя характеризуется мелкой изоклинальной складчатостью вплоть до плойчатости с углами падения 60—80°. Северо-восточное крыло антиклинали имеет более пологие углы падения (30—40°). Вблизи Татьяновской брахисинклинали Спасская антиклиналь приобретает брахискладчатый вид.

Кулешовская синклиналь (12) расположена на левобережье р. Спасовка. Она ограничена на северо-востоке Спасским надвигом, а на юго-западе — другим разломом, также, очевидно, надвигового типа. Ширина складки 6—7 *км*; длина 8 *км*. Ядро ее сложено отложениями верхней части прохоровской свиты, на северо-восточном крыле и юго-восточном центральном замыкании в тектонических блоках обнажена песчано-сланцевая толща, слагающая основание нижнего кембрия. Углы падения пород в крыльях и ядре складки 50—70°. Крылья синклинали осложнены мелкими, часто запрокинутыми складками шириной от 1 до 50 *м*.

Прохоровская антиклиналь (13) — одна из крупнейших, но слабо изученных складок Черниговского синклинория — ширина ее около 15 *км*. По разрозненным выходам она прослеживается на 30 *км* от с. Воскресенка на севере до с. Евсеевка на юге. Разломами типа надвигов (?) антиклиналь отделена на юго-западе от Меркушевской синклинали, на северо-востоке от Кулешовской синклинали. Прохоровская антиклиналь сложена прохоровской и дмитриевской свитами. Серией надвигов (?) северо-западного простирания и других разрывов северо-восточного простирания антиклиналь разбита на ряд блоков, в пределах которых наблюдаются чаще всего северо-восточные падения пород с углами наклона 50—60°. В центральной части антиклинали, в районе горы Медвежьей и юго-восточнее ее, фиксируются и более крутые падения слоев. Опрокинутые падения слоев на юго-запад, установленные севернее с. Прохоры, очевидно, имеют большое развитие в описываемой складке.

Меркушевская синклиналь (14) протягивается от с. Евсеевка на северо-запад до ст. Кнорринг. Ширина синклинали 4—8 *км*, прослеженная длина около 25 *км*. Сложенная среднекембрийской меркушевской свитой и предположительно силурийскими образованиями, она представляет собой складку с ундулирующей осью при общем погружении на северо-запад. Северо-восточное крыло складки скрыто под Евсеевским надвигом, а юго-западное разбито разломами, контролирующимися базитами и ультрабазитами. Эти разломы делят синклиналь примерно на две равные части — юго-западную, сложенную дмитриевской и меркушевской свитами, и северо-восточную, представленную меркушевской свитой и предположительно силурийскими породами. Юго-западное крыло падает на северо-восток под углом 30—50°; северо-восточное, судя по единичным замерам, имеет углы падения 30—60° и осложнено складками второго порядка. В юго-западном крыле синклинали проходит контакт меркушевской и дмитриевской свит, описанный в главе «Стратиграфия». Здесь же отметим, что частные наблюдения о резких структурных несогласиях между этими свитами, очевидно, являются локальными, так как в общем этот контакт параллелен внутренним складкам описываемой ниже дмитриевской антиклинали.

Дмитриевская антиклиналь (15) является крайней юго-западной складкой Черниговского синклинория. Ее строение во многом еще не ясно. Ось антиклинали при общем северо-западном простирании в районе совхоза ТОФ приобретает субширотное направление. Ширина антиклинали 5—8 *км*, длина ее более 20 *км*. В ядре складки породы падают под углами 20—30°, в северо-восточном крыле под углами 50—60°. Юго-западное крыло антиклинали на большей площади перекрыто кайнозойскими отложениями и наблюдается только в бортах р. Медведица. Залегающая здесь медвежинская свита падает на юго-запад под углами 20—50° и осложнена складками второго порядка.

https://jurassic.ru/

Вознесенская подзона

Вознесенская подзона (III) представлена крупной структурой фундамента — Вознесенским антиклинорием, образованным группой узких, обычно линейных складок (см. рис. 22). От Черниговского синклинория рассматриваемый антиклинорий отделен крупным нарушением, проходящим по долине р. Лефу и прослеженным по геофизическим данным от оз. Ханка до с. Осиновка и далее на юг. Граница с расположенной западнее Гродековской подзоной проводится по серии нарушений северо-восточного простирания, которые более отчетливо наблюдаются только у юго-западной окраины оз. Ханка и, по-видимому, продолжаются на юго-запад. Эта граница четко разделяет зону спокойных положительных магнитных аномалий (Вознесенская подзона) от зоны интенсивных положительных аномалий, свойственной Гродековской подзоне. Стратифицированные толщи Вознесенской подзоны представлены терригенными, карбонатными и вулканогенными породами общей мощностью около 6000 *м*. Описание их складчатых и разрывных структур дано по Ю. С. Липкину и А. Ф. Крамчанину.

Западная антиклиналь (16). Ядро этой складки сложено шунгитовыми и серицитовыми сланцами лузановской толщи. Ось складки прослеживается в меридиональном направлении от среднего течения р. Чихеза до с. Благодатного на расстояние около 25 *км*. Шарнир складки испытывает значительные ундуляции, но общее погружение шарнира, по-видимому, пологое. Залегание крыльев в бассейне р. Чихеза симметричное, углы падения крыльев 50—60°, но к северу, в бассейне р. Березянка восточное крыло складки становится крутым (до 80°), отмечается опрокинутое залегание пород. Антиклиналь осложнена многочисленными мелкими складками, имеющими очень крутые углы падения крыльев (60—85°). Ее западное крыло ассимилировано гранитной интрузией, восточное оборвано Западным взбросом (3), имеющим меридиональное простирание и падение на запад (70—85°). Амплитуда вертикального смещения около 1 *км*. Взброс фиксируется по мощным зонам милонитизации, брекчирования и ороговикования, хорошо выделяется в геофизическом поле как зона очень низких сопротивлений.

Первомайская синклиналь (17) сложена дальзаводской и первомайской свитами. Она протягивается от с. Павловка в северо-западном, а затем в меридиональном и северо-северо-восточном направлениях на расстоянии около 20 *км*. Синклиналь разбита серией разрывов преимущественно сдвигового характера. Западное крыло складки оборвано взбросом с углами падения 55—90°. Восточное крыло складки падает под углом 70°. Сдвиги, весьма широко развитые в пределах Вознесенского антиклинория, в целом моложе взбросов, хотя и сформированы в ту же эпоху складчатости. Наиболее четко они проявлены в пределах описываемой синклинали и западной антиклинали и ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях. По ним отчетливо намечаются перемещения отдельных блоков (тектонических клиньев). Горизонтальные смещения обычно небольшие (0,1—0,2 *км*); по наиболее крупным сдвигам они достигают 0,5—1,5 *км*. Григорьевский сдвиг (*к*) имеет северо-восточное простирание и амплитуду горизонтального смещения около 0,7 *км*. В зоне сдвига породы милонитизированы и рассланцованы. Падение сместителя сдвига близко к вертикальному.

Главная антиклиналь (18) сложена насыровской и лузановской толщами, являющимися наиболее древними в этом районе. Западное крыло антиклинали оборвано Центральным взбросом (*и*), а восточное осложнено Главным надвигом (*д*). Кроме того, складка разбита многочисленными поперечными нарушениями с небольшими амплитудами смещений. Ось антиклинали прослеживается от р. Чихеза на северо-запад на расстояние около 20 *км*, а затем изгибается и протягивается к устью пади Казачей в меридиональном направлении еще на 5—6 *км*. Шарнир складки погружается на юго-восток под углом менее 10°. Главная антиклиналь осложнена серией более мелких складок. Слои в ядре складки, особенно в непосредственной близости к надвигу, имеют обычно крутые углы падения (70—80°). По мере удаления от ядра складки на запад слои выполаживаются до 40—55°. Крылья мелких осложняющих складок часто имеют падения от 30 до 50°, хотя нередко падение достигает 80—85°. Часто при этом отмечаются более крутые падения северо-восточных крыльев (70—80°) по сравнению с юго-западными (35—50°).

Главный надвиг (*д*) по данным бурения имеет юго-западное падение, причем в разных местах падение плоскости надвига различное (преимущественно 30—40°, реже 60—70°). Иногда в зоне надвига отмечаются структуры покровного типа.

http://jurassica.ru/

Амплитуда надвига достигает 2—3 *км*. Надвиг фиксируется по крупной зоне милонитизации и дробления мощностью от 20 до нескольких сотен метров.

Центральный взброс (*и*), отделяющий Главную антиклиналь от Первомайской синклинали, имеет меридиональное направление и крутое (70—85°) падение на запад. Амплитуда вертикального смещения 700—800 *м*. Взброс фиксируется по мощным зонам милонитизации, брекчирования, ороговикования и интенсивной минерализации пород. Геофизическими исследованиями он выделяется как зона очень низких электрических сопротивлений.

Вознесенская синклиналь (19) протягивается от горы Идол на северо-запад к с. Вознесенка и далее в бассейн р. Березянка на расстояние 15—18 *км*. Ядро этой складки сложено волкушинской и коваленковской свитами. Складка асимметрична. Ее северо-восточное крыло пологое (40—60°), а юго-западное крутое (до 80—85°), иногда опрокинутое на северо-восток, осложнено серией более мелких складок и оборвано Вознесенским (*е*) надвигом, который, как и расположенный восточнее его Ярославский (*ж*), имеет много общего с Главным надвигом. По ним в разное время в палеозое внедрялись интрузии и дайки различного состава. Благодаря наличию в зонах дробления минерализации, надвиги хорошо фиксируются геофизическими методами исследования (в частности электроразведочными) как зоны низких электрических сопротивлений. Северо-восточное крыло складки также обрезано разрывом. Как и другие складки, эта синклиналь разбита серией поперечных разрывов.

Ярославская антиклиналь (20) сложена новоярославской свитой, видимая длина ее 10—15 *км*. Крылья складки осложнены более мелкими складками длиной до 5 *км* и близкой амплитуды. В ядрах мелких антиклиналей обычно выходят нижние горизонты новоярославской свиты, а крылья сложены более молодыми образованиями. Ось складки протягивается в северо-западном направлении параллельно р. Волкуше по ее правому борту. Одна из наиболее изученных антиклиналей находится у пос. Ярославского. Это узкая, опрокинутая на северо-восток складка. Ее северо-восточное крыло падает на юго-запад под углами 80—85°, а юго-западное под углами 40—45°. Северо-восточное крыло Ярославской антиклинали осложнено надвигом. Антиклинали свойственны частые ундуляции шарнира. Углы погружения шарнира достигают 20—25°. На восточном крыле антиклинали отмечается несколько мелких складок длиной около 2—5 *км*. Восточное крыло антиклинали перекрыто рыхлыми и вулканогенными породами, относящимися к чехлу массива.

Все структуры Вознесенского антиклинория образуют один сложный максимум гравитационного поля.

Широтными сбросами антиклинорий разбит на ряд блоков. Это самые молодые из всех развитых разломов в районе. Южный сброс (*л*) проходит по левому борту долины р. Чихеза. Амплитуда сброса достигает нескольких сотен метров. Он проходит в основном по долине р. Чихеза и скрыт мощными речными отложениями, только в приустьевой части р. Чихеза наблюдается как мощная зона дробления и окварцевания.

В южной части Вознесенской подзоны, в районе г. Уссурийска, расположены Осиновская и Уссурийская антиклинали. Несмотря на то, что от описанных структур Вознесенского антиклинория они отделены среднепалеозойскими гранитоидами и частично перекрыты кайнозойскими впадинами, их связь со структурами антиклинория очевидна по набору формаций и характеру дислокаций.

Осиновская антиклиналь (21) имеет северо-западное простирание, развита северо-восточнее с. Осиновка и сложена породами лузановской толщи. Видимая длина антиклинали 8 *км*, ширина 5 *км*. К средней части антиклинали приурочено меридиональное нарушение, смещающее северо-западную ее часть к северу на 2 *км*. Ось складки ундулирует, погружаясь в общем на северо-запад. Северо-восточное крыло антиклинали осложнено складкой второго порядка. Общее падение крыльев антиклинали 30—40°, а мелкие складки, широко развитые на крыльях, имеют углы падения крыльев до 80°. Ширина этих складок — десятки и первые сотни метров. Антиклиналь разбита взбросами, сбросами и сбросо-сдвигами: продольными, фиксирующимися зонами рассланцевания, брекчирования и смятия, а также диагональными и поперечными. К последним приурочены дайки различного состава, милонитизации и рассланцевания.

Фрагменты складчатого основания Ханкайского массива наблюдаются и на северной окраине г. Уссурийска (у горы Видной). Они представлены Уссурийской антиклиналью (22) субширотного простирания. Ядро антиклинали сложено известняками, доломитами и песчаниками первомайской и березянской свит. Ширина ее около 3 *км*,

http://jurassica.ru/

видимая длина до 4,5 *км*. Складка прямая, углы падения крыльев 35—40°, дополнительные складки имеют ширину 30—40 *м*. Характер разрывных нарушений, наиболее развитых в северном крыле, подобен Осиновской антиклинали.

Гродековская подзона

Гродековская подзона (IV) расположена в западной части Ханкайского массива (см. рис. 22). На север она продолжается в КНР, с юга ограничена Суйфунской подзоной, на западе отделяется от Краевой подзоны Западно-Приморским швом, на востоке серией субмеридиональных разломов — от Вознесенской подзоны. Граница с Вознесенской подзоной фиксируется линейными положительными аномалиями магнитного поля и резким понижением значений гравитационного поля. Эта зона разлома шириной до 5 *км* выражена разгнейсованием и катаклазом гранитоидов и внедрением даек порфиритов. К ней приурочено большинство ксенолитов метаморфических пород условно протерозойского возраста. Описание подзоны приводится по результатам исследований Ю. Б. Евланова, П. В. Маркевича, Ю. Е. Литвинова.

Нижний структурный этаж, кроме интрузий среднепалеозойских гранитоидов, представлен зеленокаменной формацией силура (кордонкинской свитой) и предположительно докембрийскими терригенными толщами, наблюдающимися в виде провесов в кровле гранитов.

Единственной крупной складчатой структурой Гродековской подзоны является Пограничная синклиналь (23), сложенная кордонкинской свитой. Общее субмеридиональное простирание слоев осложняется местными северо-восточными изгибами в южной и северной частях синклинали и северо-западным в ее центральной части. Восточное крыло прослеживается вдоль границы с КНР от пади Сенной на юге до пади Антлантихи на севере. Длина его 30 *км*, ширина от 5 *км* на юге и до 15 *км* в ее северной части. Приосевая часть синклинали перекрыта трансгрессивно залегающими верхнепермскими терригенными породами. На востоке крыло синклинали полностью ассимилировано гранитоидной интрузией, контакт которой совпадает с простиранием складчатых структур. Небольшая гранитоидная интрузия располагается и в приосевой части описываемой синклинали. Падение слоев в крыле везде выдерживается в западных румбах с углами от 30 до 70°. Весьма характерно, что несмотря на огромный перерыв между силуром и верхней пермью, эти отложения дислоцированы с одинаковой интенсивностью.

Складчатость докембрийских толщ, залегающих в кровле среднепалеозойских гранитоидов, изучена слабо. Это небольшие, до 10 *км*^{2}, блоки моноклинально падающих пород. Углы падения колеблются от 30 до 60°.

Наложенные структуры Ханкайского массива

Субплатформенный чехол массива — его верхний структурный этаж сложен позднепалеозойскими мезозойскими и кайнозойскими континентальными, реже континентально-морскими образованиями, среди которых вулканогенные породы играют значительную роль.

Позднепалеозойские впадины. Структурные формы позднепалеозойских образований пространственно и генетически связаны с позднегерцинской вулканической деятельностью в пределах Даубихинской зоны и Краевской подзоны. Рассматриваемые структуры в пределах Ханкайского массива сохранились в полосе шириной до 10 *км*, примыкающей к Западно-Сихотэ-Алинскому шву, и слагают значительную часть Гродековской подзоны. В юго-западной части массива они представляют собой отдельные тектонические блоки или грабен-синклинали, сложенные позднепалеозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, фундаментом которых являются стратифицированные толщи Ханкайского массива или среднепалеозойские граниты. Площадь этих структур колеблется от 0,5 до 10 *км*^{2} и только в Спасской подзоне до-

http://jurassica.ru/

стигает 350 *км*². В плане они имеют неправильные очертания при общей восток-северо-восточной ориентировке осей. Пликативная структура чехла осложнена позднепалеозойскими гранитами и разрывными нарушениями, которые фиксируются в верховьях ключа Лазарева, в верховьях рек Большая Кабарга и Белая (Лесозаводская подзона) и в бассейне р. Черниговка (Спасская подзона).

В верховьях р. Большая Кабарга верхнепалеозойские эффузивы образуют грабен-синклинальную складку площадью около 10 *км*², ограниченную со всех сторон разломами. Ось складки меняет направление от субширотного на юго-западе до северо-северо-западного в северной части. Падение пород в крыльях обычно 15—30°, реже фиксируют более крутые углы падения (55—65°), обязанные, очевидно, приразломным положениям этих участков. Фундаментом синклинали являются докембрийские и кембрийские толщи, ориентированные в субширотном направлении. Расположенные южнее этой складки отдельные выходы одновозрастных пород слагают покровы площадью 1—2 *км*², примыкающие к Западно-Сихотэ-Алинскому шву.

В верховьях р. Белая фиксируется впадина, сложенная верхнепалеозойскими эффузивами и их туфами. Характерно для этой складки субширотное простирание, в отличие от четко выраженного северо-восточного простирания в соседних складчатых структурах Даубихинской зоны. Площадь выхода составляет около 10 *км*². Северное крыло осложнено сбросом. Ширина синклинали 3 *км*, длина 6 *км*. Углы падения в крыльях и ядре складки 45—55°, в южном крыле и на западном замыкании складки около 30°.

В строении Спасской подзоны позднепалеозойские структуры играют существенную роль.

На юге зоны располагается крупная (около 350 *км*²) Синегорская впадина, очевидно, имеющая тектоно-вулканическую природу. С юга она ограничена выходами нижне- и среднепалеозойских пород, относящихся уже к Синегорской подзоне Даубихинской зоны, в северной — нижне- и среднекембрийскими отложениями. На западе она перекрывается кайнозойскими осадками Манзовской впадины. Ось структуры в центральной части, севернее с. Лунза, имеет широтное направление, восточнее отклоняясь к северу. Западнее с. Лунза ось раздваивается — одна ветвь уходит на юго-запад, погружаясь к с. Монастырище, а другая, отклоняясь на северо-запад, проходит у западной окраины с. Черниговка. Поднятие, разделяющее Синегорскую впадину на две части, проходит в широтном направлении по правобережью ручья Новая Лунза. Впадина выполнена лавами, их туфами и лавобрекчиями преимущественно кислого состава. Жерловые аппараты тяготеют к юго-восточной ее окраине и, очевидно, фиксируют Синегорский разлом. Углы падения пород на юго-восточном склоне 20—45°, реже наблюдаются более крутые. Северное крыло структуры, судя по единичным замерам, падает под углом 20—50°. В районе упоминавшегося поднятия углы падения 5—30°. Общая длина впадины около 40 *км*, ширина 15 *км*, глубина залегания фундамента в ее центральной части 500—1000 *м*. Нарушения в пределах впадины преимущественно северо-восточные, сопряженные с Синегорским разломом.

В Гродековской подзоне пермские породы распространены вдоль Западного Приморского шва. Общее простирание образованных ими структур северо-восточное с отклонениями к субширотному в южной части.

Вблизи шва выделяются синклиналь ключа Могильного, сложенная решетниковской свитой и ограниченная с обеих сторон разломами, и антиклиналь в междуречье Поперечная — Молоканка. В ядре антиклинали обнажаются песчаники и алевролиты решетниковской свиты, на крыльях — туфогенно-осадочные породы барабашской свиты. Углы падения изменяются от 10 до 50°. Юго-восточное крыло разбито разломом, зона которого шириной 200—400 *м* выполнена грейзенизированными и окварцованными породами. Северо-восточнее (район с. Духовское) развиты только эффузивы. По одиночным замерам элементов залегания здесь также фиксируется северо-восточное простирание, но более пологие (10—20°) падения пород. Контакты покро-

http://jurassica.ru/

вов вулканогенных пород со среднепалеозойскими гранитами осложнены нарушениями, к ним обычно приурочены позднепермские гранитоиды.

Мезозойские впадины имеют ограниченное распространение. К этой группе относятся Иманская, Вадимовская и Жариковская впадины.

Первая из них Иманская впадина (1) расположена в Лесозаводской подзоне на левобережье р. Иман (см. рис. 22). Будучи полностью перекрыта кайнозойскими отложениями, эта впадина установлена по скважинам, пройденным между селами Лазо—Белая Речка и в районе г. Иман. Она характеризуется низкими значениями силы тяжести на фоне интенсивных гравитационных аномалий, характерных для окружающих впадину структур. По этим данным впадина представляется в виде узкого (5 *км*) прогиба субширотного простирания, ограниченного с севера и юга разломами. В бортах впадины развиты пермские эффузивы. Скважины вскрывают песчаники и алевролиты, слои которых падают под углом от 70 до 90°.

Вадимовская впадина (11) расположена в нижнем течении р. Лефу у с. Вадимовка. Здесь, по данным Ю. Г. Струве и др., под толщей кайнозойских отложений скважинами вскрыты песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, содержащие нижнемеловые споры и пыльцу. По-видимому, эти отложения являются аналогами сучанской свиты.

Жариковская впадина (12) приурочена к долине р. Мо. В этой впадине аналогичные отложения также вскрыты скважинами под покровом кайнозойских осадков. Условия залегания нижнемеловых отложений в этих впадинах изучены плохо. Судя по пологим углам падения слоев в керне скважин, они дислоцированы слабо и выполняют грабен-синклинали с плоскими днищами.

Кайнозойские впадины. Кайнозойские впадины Спасской и Вознесенской подзон изучены в 1959 г. Ю. Я. Громовым, Лесозаводской подзоны в 1965 г. — И. К. Пущиным и Ю. Н. Олейником, Гродековской подзоны тогда же — П. В. Маркевичем и Б. И. Васильевым. В соответствии с данными указанных исследователей с севера на юг выделяются группы впадин, разделенных поднятиями и получивших названия Лесозаводской, Жариковской и Спасской.

Лесозаводская группа впадин включает Иманскую, Гоголевскую (2), Лесозаводскую (3), Шмаковскую (4), Ильинскую (13) и Турьерогскую (14) впадины (см. рис. 22). Они характеризуются крайне неровной поверхностью фундамента, субширотным с отклонением на северо-восток простиранием и значительными (кроме Шмаковской) размерами (500—1000 $км^2$). Глубина впадин оценивается по геофизическим данным в 400—800 *м*, а Шмаковской в 450 *м* (Кулинич и др., 1965), но не исключено, что эти цифры включают и кору выветривания фундамента, представленного доверхнепалеозойскими, а у Гоголевской и Иманской структур — предположительно триасовыми образованиями. Максимальные углы на склонах впадин достигают 10—15°, но очень быстро выполаживаются вверх по разрезу и к центру впадин. В сложении структур основную роль играют палеогеновые и неогеновые образования, а в северо-восточной части Лесозаводской впадины палеоген-неогеновые породы размыты и доминируют мощные (свыше 100 *м*) озерные четвертичные отложения. Ильинская и Турьерогская впадины расположены на западном берегу оз. Ханка и имеют фундаментом среднепалеозойские граниты, глубина залегания которых в центральной части структур достигает 800 *м*. Отложения, выполняющие впадины, залегают практически горизонтально или слабо наклонены (2—5°) к их центру.

От расположенной южнее Жариковской группы впадин Лесозаводская группа отделяется Павло-Федоровским поднятием, в пределах которого фундамент лежит на глубине 10—40 *м* и часто выходит на днев-

http://jurassica.ru/

ную поверхность (с. Павло-Федоровка, гора Медвежья, с. Тихменево и др.). С юго-востока Павло-Федоровское поднятие ограничивается крупным нарушением типа сброса, контролирующимся выходами на поверхность минеральных источников. На западном берегу оз. Ханка продолжением поднятия, очевидно, является выступ фундамента, отделяющий Жариковскую впадину от Ильинской.

Жариковская группа впадин пересекает южную часть оз. Ханка и состоит из Сантахезской (5), Жариковской (12) и Гродековской (15) впадин (см. рис. 22). Эта группа представлена узким (7—10 *км*) прогибом, расширяющимся до 20 *км* на юго-западе, общей длиной 175 *км*. Прогиб ограничен продольными и поперечными разломами, по которым отдельные блоки смещены по вертикали на 200—250 *м*. Глубина залегания фундамента на юго-западе достигает 850 *м* (Жариковская впадина), а на северо-восток постепенно уменьшается до 50 *м*. Сантахезская и Жариковская впадины осложнены прогибами второго порядка. В Сантахезской впадине их три, они имеют форму овалов площадью 10—20 $км^2$ с углами падения по поверхности фундамента 3—18°. Гродековская впадина отделена от Жариковской выходами фундамента. Она характеризуется овальной формой, северо-восточным простиранием и практически горизонтально лежащими отложениями палеогена и неогена.

Жариковская группа впадин отделена от Спасской группы поднятием фундамента — Хорольско-Гайворонским валом. Этот вал непрерывно прослеживается от с. Хороль до оз. Ханка и далее на северо-восток, имея ширину от 7 до 23 *км* и склоны крутизной до 15°; северо-восточнее он расчленяется на отдельные блоки, разделенные неглубокими прогибами. В пределах осевой части поднятия, близ сел Хороль, Ново-Девица и Гайворон, сопки Украинец, разъезда Краевский породы фундамента выходят на поверхность, возвышаясь над окружающей равниной. В других местах поднятия наблюдается сокращение мощности кайнозойских отложений до 50—100 *м*. К валу приурочиваются покровы базальтоидов, быстро выклинивающихся в сторону окружающих впадин.

Спасская группа впадин, состоящая из Спасской (6), Вадимовской (11) и Манзовской (8) впадин, имеет примерно такие же размеры, как и Жариковская. Наиболее крупная Спасская впадина, по геофизическим данным, имеет форму трога, простирающегося в северо-восточном направлении на 100 *км*. Ширина впадины до 25 *км*, глубина в осевой части до 600 *м*. Углы падения по поверхности фундамента составляют 12° на северо-западном крыле, на юго-восточном до 5°. От расположенной юго-западнее Вадимовской впадины она отделяется поднятием в районе с. Алтыновка, где мощность третичных отложений сокращается до 50—100 *м*, а местами фундамент выходит на дневную поверхность. Вадимовская впадина отличается от Спасской меньшими размерами (900 $км^2$) и овальной формой. Простирание ее близко к широтному, углы падения на северном склоне составляют 2—4°, на южном до 8°, на восточном 4—5°, на западном 1—2°. В районе сел Петровичи и Новобельмановка структура осложнена прогибами, имеющими площади соответственно 14×5 и 18×10 $км^2$ и простирание 350—360°, совпадающее с направлением структур фундамента. Третий прогиб, фиксирующийся западнее с. Черниговка, имеет северо-восточное направление, площадь 10×5 $км^2$, глубину залегания фундамента около 300 *м*. Манзовская впадина также является прогибом на южном окончании Вадимовской впадины. Форма ее изометричная, размеры 5×4 *км*, глубина залегания фундамента 300 *м*.

В предгорной и горной частях Ханкайского массива располагается ряд тектонических кайнозойских структур, характеризующихся незначи-

http://jurassica.ru/

тельными размерами площадей (до 10 $км^2$) и небольшой глубиной (до 150—200 *м*). Из них на рис. 22 показана только Меркушевская (9) впадина, остальные имеют площадь до 1 $км^2$.

В южной части Ханкайского массива расположены Сандуганская, Раковская, Чихезская и Воздвиженская впадины (см. рис. 22). Относительно четкие естественные границы имеет только Сандуганская впадина, остальные представляют собой отдельные прогибы в большой (700 $км^2$) депрессии, переходящей на юго-запад в депрессии Суйфунской подзоны.

Сандуганская впадина (10) имеет площадь 300 $км^2$ и пологие борта, кроме северного (15—20°). Многочисленные выходы на дневную поверхность пород фундамента объясняются его первоначальной неровностью, так как вблизи выходов неогеновые отложения залегают практически горизонтально.

Чихезская впадина (17) площадью около 500 $км^2$ разделена поднятыми блоками фундамента на четыре впадины. Одна из них, Восточная, ограничена двумя разломами северо-восточного направления, плавно соединяющимися на северо-востоке и юго-западе. Впадина выполнена осадками верхнего олигоцена мощностью более 320 *м*. Северная впадина имеет форму вытянутого овала, с юга и севера ограничена изогнутыми разломами субширотного направления. Глубина ее достигает 300 *м*. Западная и южная впадины занимают значительно большую площадь, но глубины залегания фундамента в них не превышают 100 *м*. В пределах впадины известно несколько месторождений угля — Чихезское, Осиновское, Павловское и др., при изучении которых обнаруживается сложность строения отдельных участков впадины. В частности, Осиновское месторождение состоит из Северной и Южной впадин. Южная имеет в плане сердцевидную форму, размеры 2×1,5 *км*, глубину залегания фундамента 80 *м*. Северная характеризуется корытообразной формой с простиранием длинной оси 280°, длина ее более 2 *км*, ширина 0,7 *км*, глубина залегания фундамента 70 *м*. Слои олигоцена на месторождении слабо изогнуты, имея уклон к центру впадины 2—5°, а у поверхности фундамента на южных склонах увеличиваясь до 7—12°. Амплитуда прогибания слоев в нижних горизонтах составляет 90 *м*, в верхних 10—30 *м*. Ю. Я. Громовым (1959б) подмечено, что участки большего и меньшего накопления осадков для разных горизонтов не совпадают. Так, в Северной мульде максимальная мощность базальных отложений приурочена к центральной части впадины, а область наибольшего накопления осадков остальной части разреза располагается севернее.

Аналогичное строение имеют другие участки Чихезской впадины, а также Воздвиженская (18) впадина.

На южной оконечности Ханкайского массива у г. Уссурийска расположена блюдцеобразная Раковская впадина (16), в которой мощность выполняющих ее осадков 450 *м*. Фундамент ее, представленный среднепалеозойскими гранитами, разбит серией нарушений, сопровождающихся зонами хлоритизации и дробления, обычно с падением на юго-запад под углом 50—60°. Этими нарушениями юго-западный склон разбит на уступы с вертикальной амплитудой до 150 *м*. Слои, залегающие на склонах впадины под углами 12—15°, быстро выполаживаются к ее центральной части.

Кайнозойские впадины Ханкайского массива обладают общими чертами — в плане они имеют форму овалов с прихотливо очерченными границами. Простирание впадин не согласуется с простиранием структур фундамента, но полоса их развития близка к простиранию Сихотэ-Алинской геосинклинали . Палеоген-неогеновые отложения, выполняющие впадины, залегают полого (до 7°), падая от бортов к центру, реже у фундамента падение слоев достигает 13—15° и в исключительных случаях на локальных участках до 40—60°. Снизу вверх по разрезу каждый последующий слой залегает положе предыдущего, мощность слоев увеличивается к центральной части впадин; в этом же направлении увеличивается количество слоев. Грубозернистые породы приурочены к окраинам впадин и выполняют усложняющие впадину прогибы, что свидетельствует о росте структур одновременно с осадконакоплением. Дизъюнктивные нарушения характеризуются небольшой амплитудой (до 100—200 *м*), обычно приурочиваются к бортам депрессий, ими не затрагиваются породы суйфунской свиты. Нарушения, развитые в пределах впадин, из-за отсутствия естественных обнажений изучены слабо.

https://jurassica.ru/

Даубихинская зона

Даубихинская синклинальная зона обрамляет Ханкайский массив с юго-востока. Ее площадь 12 460 *км*² (7,3% от территории края). Под этим наименованием описываемая зона впервые была выделена П. Н. Кропоткиным и др. (1953, 1954а) как интрагеосинклиналь в пределах мезозойской геосинклинальной области. Н. А. Беляевский и др. (1955) называли ее Даубихинским прогибом. И. И. Берсенев (1960 и др.) на основании того, что в ее пределах каледонский фундамент залегает неглубоко и местами выступает на поверхность, а разрез пермских и мезозойских отложений здесь резко сокращенный, относил Даубихинскую зону к краевой части Ханкайского массива, переработанного герцинскими и мезозойскими движениями.

Б. И. Васильев считает, что северо-западная часть зоны является областью позднегерцинской складчатости, а юго-восточная — мезозойской главным образом на основании различных складчатых дислокаций в этих частях зоны.

В настоящей работе описываемая область рассматривается как зона позднемезозойской (досенонской) складчатости. От Ханкайского массива Даубихинская зона отделяется Западным — Сихотэ-Алинским швом, а от расположенного юго-восточнее Главного антиклинория — Даубихинским разломом (надвигом). Последним срезается около половины ее структур, так как по Даубихинскому разлому сочленяются наиболее молодые образования складчатого фундамента зоны (мел, триас) с палеозойскими толщами антиклинория.

В гравитационном поле переход от Ханкайского массива к Даубихинской зоне фиксируется общим, но значительным понижением его значений и разворотом аномалий в северо-восточном направлении. Геомагнитное поле в целом спокойное и слабоотрицательное, на востоке зоны осложняется протяженной цепочкой интенсивных положительных аномалий, отграничивающей ее от Главного антиклинория.

В строении складчатых структур зоны принимают участие пермские, триасовые, нижне- и верхнемеловые (досенонские) осадочные и эффузивные, континентальные и морские отложения.

В северо-западной части зоны вполне вероятно наличие погружающегося фундамента Ханкайского массива. За продольным разломом фундамент, глубоко погружаясь, по-видимому, теряет свою индивидуальность еще в пределах зоны. Особое положение в зоне занимают бассейны рек Даубихеза и Телянза, где наряду с позднепалеозойскими образованиями большое значение имеют докембрийские и кембрийские толщи, слагающие выступы среднепалеозойских структур, и рвущие их гранитоиды среднепалеозойского и мезозойского возраста. Эта часть зоны выделена в Синегорскую подзону, И. И. Берсеневым и Б. И. Васильевым и другими она отнесена к Даубихинской зоне. По мнению Ю. С. Липкина, Ю. Н. Олейника, Л. А. Неволина, В. А. Бажанова и др., Синегорскую подзону целесообразно относить к Ханкайскому массиву.

Синегорская подзона

Синегорская подзона (V) окаймляет с юго-востока Ханкайский массив, занимая в основном бассейны левых притоков р. Даубихе в ее верховьях. Площадь подзоны 2700 *км*², или 1,5% площади Приморья. От Ханкайского массива подзона отделена Западным Сихотэ-Алинским швом (Б), а от остальной части Даубихинской зоны крупным разломом. В отличие от Ханкайского массива подзона характеризуется большим развитием позднепермских и позднемеловых гранитоидов и верхнеперм-

http://jurassica.ru/

ских отложений. От Даубихинской зоны рассматриваемая подзона отличается наличием среднепалеозойских структур северо-западного или субмеридионального простирания, сложенных терригенными и карбонатными толщами, весьма ограниченным распространением мезозойских отложений и пермских эффузивов; последние выполняют разрозненные тектоно-вулканические впадины, слабодислоцированы и их выходы имеют, как правило, субширотную ориентировку. Ниже описаны среднепалеозойские, позднепермские, триасовые (?) и кайнозойские структуры подзоны по материалам В. А. Бажанова, Ю. Н. Олейника, Н. Х. Дударчука, Е. П. Колесникова и Л. Ф. Назаренко.

В строении среднепалеозойских структур большое участие принимают среднепалеозойские граниты, которые разделяют вмещающие их породы на два блока — Даубихинский и Телянзинский. Первый из них располагается в бассейне р. Даубихеза и сложен нижне- и среднекембрийскими осадочными толщами, в которых доминирует известняковая формация. Складчатые структуры представлены Даубихезской антиклиналью и Чернышевской синклиналью. Структуры полого (10—20°) погружаются в северных румбах и отражают флексурный изгиб северо-восточного крыла крупной антиклинали, ядро которой перекрыто предположительно пермскими отложениями в бассейне р. Телянза. Обособленно от Чернышевской и Даубихезской структур в долине ключа Узкого в тектоническом блоке наблюдаются обрывки Безымянной синклинали (24), сложенной, очевидно, татьяновской свитой. Ширина складки около 3 *км*, длина 2 *км*. Крылья синклинали осложнены складками более высоких порядков. Складки косые, с полого падающими (30—40°) юго-западными и крутопадающими (70—80°) северо-восточными крыльями.

Ядро Даубихезской антиклинали (25) сложено нижнепрохоровской подсвитой, крылья — средне- и верхнепрохоровской подсвитами и дмитриевской (?) свитой. К южной части ядра приурочены интрузии средне- и верхнепалеозойских гранитов. Длина и ширина складки около 10 *км*, северное ее продолжение срезано надвигом, являющимся, очевидно, продолжением Спасского, по которму докембрийские породы надвинуты на кембрийские и пермские. Углы падения в крыльях складки 40—70°. На периклинальном замыкании пермские породы залегают на кембрии резко несогласно и значительно положе (20—30°), выполняя обособленную впадину.

Чернышевская синклиналь (26) сложена в ядре меркушевской, а на крыльях прохоровской свитами. Длина складки 8—10 *км*, ширина около 7 *км*. На северо-западе она ограничена Синегорской интрузией гранитоидов позднемелового возраста, а на юго-востоке палеозойскими гранитами. Углы падения слоев в крыльях 30—80°, при этом юго-восточное крыло осложнено дополнительной складчатостью обычно коробчатого типа с шириной структур от 100 до 400 *м*. В этом же крыле в слоистых известняках видна плойчатость с крутыми, нередко опрокинутыми крыльями. Северо-западное крыло складки изучено слабо. К ядру синклинали, разбитой продольным сбросом, приурочено Чернышевское полиметаллическое месторождение.

В юго-западном — Телянзинском блоке — выделяются две крупные структуры — Лунзенская и Реттиховская.

Лунзенская антиклиналь (27) выступает в эрозионном окне в междуречье Черниговка — Лунза из-под несогласно перекрывающих ее пермских отложений. Видимая длина антиклинали 6 *км*, ширина 7 *км*. Ядро сложено медвежинской толщей, а северо-восточное крыло предположительно синегорской толщей. Ось складки, очевидно, проходит в районе пади Шутева по азимуту 320—330°.

Реттиховская синклиналь (28) занимает междуречье Телянза — Третья Телянза и является основной структурой Синегорской подзоны. Ядро синклинали сложено реттиховской свитой и кембрийской (?) толщей песчаников, а крылья грубообломочными породами предположительно медвежинской толщи. Ширина синклинали 20 *км*, видимая длина 15 *км*, амплитуда около 5—6 *км*. Ось складки проходит через с. Реттиховка, она имеет общее северо-западное (310—320°) простирание при плавном локальном изгибе до субширотного на междуречье Вторая Телянза — Третья Телянза. Складка косая: северо-восточное крыло падает под углом 50—70°, выполаживаясь до 30—50° у шарнира, а юго-западное — под углами 30—50°, у шар-

http://jurassica.ru/

нира выполаживаясь иногда до 10—20°. Складчатость более высоких порядков проявлена слабо — обычно это узкие (до первых сотен метров) складки, у которых углы падения слоев колеблются от 30 до 70°. Синклиналь со всех сторон ограничена разрывными нарушениями: на северо-западе Западным Сихотэ-Алинским швом, на юго-востоке — крупным разломом. Северо-восточное крыло с северо-запада отделено от соседней Телянзинской синклинали сбросом, контролируемым дайками, а юго-западное, представленное в большей части серией блоков размером 2×4 *км*² и меньше, спаянных позднепермскими или мезозойскими гранитоидами, на большей части перекрыто кайнозойскими отложениями. К центральной части синклинали приурочены позднепалеозойские вулканогенно-тектонические и кайнозойские впадины (Реттиховская и Южно-Реттиховская).

Докайнозойские наложенные структуры Синегорской подзоны ориентированы, как правило, в субширотном направлении. Площадь их измеряется от 1 до 20 *км*². Наиболее крупные из них описываются ниже.

Угодинзинская синклиналь (29) расположена в верховье р. Малая Угодинза, ширина ее 4—5 *км*, длина 15 *км*. Она сложена верхнепермскими и нижнетриасовыми отложениями. Углы падения крыльев (30—40°), к оси становятся круче. Ось изменяет ориентировку от субширотной на западе до 50—60° на северо-востоке. Складка граничит по разломам с окружающими ее гранитами среднепалеозойского и позднепермского возраста.

Яковлевская синклиналь (30) располагается в междуречье Яковлевка — Угодинза. Ширина ее 3 *км*, длина 10 *км*, ось ориентирована на СВ 60—70°. Как и Угодинзинская синклиналь, она сложена верхнепермскими породами, имеющими падения на крыльях 15—20°, в приосевой части до 50°. Синклиналь со всех сторон ограничена разломами — с юго-востока Синегорским разломом отделяется от северо-восточных структур Даубихинской зоны, а на северо-западе по крутопадающему (70—80°) в сторону впадины сбросу граничит со среднепалеозойскими гранитами.

Тиссовая синклиналь (31), расположенная в верховьях рек Левая Даубихеза и Малая Даубихеза, выполнена пермскими породами, в западной части преимущественно лавами и их туфами, а в восточной — терригенными породами, залегающими стратиграфически ниже первых. Фундаментом складки являются кембрийские отложения, образующие складки субмеридионального и северо-западного простирания. Длина синклинали 18 *км*, ширина 6 *км*. Ось ориентирована в широтном направлении, плавно отклоняясь от него в восточной и западной частях к югу. Северное крыло складки взброшено или оборвано позднемеловыми и позднепермскими гранитами. Углы падения в южном крыле и в восточной центриклинали пологие (10—30°), в восточной части они круче (40—65°). Простирание слоев в восточной части близко к простиранию кембрийских толщ, окаймляющих складку (северо-восточное крыло Даубихезской антиклинали). Кроме упоминаемого выше взброса, с юга синклиналь на значительном протяжении ограничена сбросами, имеющими обычно субширотную ориентировку и незначительную (до 100—200 *м*) амплитуду.

Телянзинская синклиналь (32) расположена на правобережье р. Телянза. Синклиналь сложена грубообломочными породами: конгломератами, гравелитами и песчаниками предположительно нижнепермского возраста. Ось синклинали ориентирована в северо-восточном направлении. Ширина структуры 12 *км*, длина 20 *км*, амплитуда около 2 *км*. Телянзинская синклиналь отделена сбросом от соседней Реттиховской синклинали, расположенной юго-западнее. Граница со среднепалеозойскими гранитами, развитыми юго-восточнее, также тектоническая, на большей части перекрытая кайнозойскими отложениями. Юго-восточное крыло синклинали падает под углом 10—30°, северо-западное несколько круче (10—45°). Пологие углы падения характерны для шарнира и центриклинального северо-восточного замыкания, где нередко породы залегают почти горизонтально. Северо-западное крыло синклинали срезается позднемеловой интрузией гранодиоритов. На северо-западе даубихинская толща по системе субмеридиональных и широтных разломов, оперяющих Западный Сихотэ-Алинский шов, причленяется к сходным по внешнему облику среднекембрийским отложениям субмеридионального простирания, залегающим в отдельных узких блоках. Для Телянзинской синклинали характерно меньшее количество разломов, чем в среднепалеозойских структурах, и отсутствие изверженных пород.

Вассиановская синклиналь (33) расположена в бассейне верхнего течения р. Сандуган. Длина ее видимой части 10 *км*, ширина около 20 *км*. Ось складки, совпадающая с долиной р. Верхний Сандуган, ориентирована в субширотном направлении (60—80°). Складка косая: южное крыло, ограниченное с юга палеозойскими гранитами, падает под углом 20—45°, а северное, перекрывающее Лунзенскую антиклиналь, наклонено круче (40—60°). В обоих крыльях развита дополнительная складчатость. Складка разбита сбросами и взбросами амплитудой 100—200 *м* на ряд блоков. С востока синклиналь по серии нарушений, к которым приурочены интрузии, причленяется к Реттиховской синклинали, а на западе перекрыта кайнозойскими отложениями.

http://jurassica.ru/

Кайнозойские структуры Синегорской подзоны представлены Реттиховской, Сандуганской и другими более мелкими впадинами, а также плащеобразно залегающими вулканогенными и осадочными образованиями неогенового возраста.

Реттиховская впадина (9) состоит из Восточного и Западного прогибов, разделенных поднятием. Восточный прогиб размером 2,5×1,5 *км* вытянут в широтном направлении, глубина залегания фундамента достигает 200 *м*. Западный прогиб ориентирован на северо-восток, размеры его аналогичны Восточному, фундамент погружен до 160 *м*. Олигоцен-миоценовые отложения залегают полого: максимальные углы падения у подошвы фундамента составляют 7—8°, но местами падения пластов угля на восточном борту достигают 60°. Вверх по разрезу углы падения постепенно уменьшаются, изменяется и амплитуда прогибания от 180—200 *м* в нижних горизонтах до нуля в верхних. Четко выделяющиеся в основании прогибы в верхней части впадины практически затухают. Максимальная (46 *м*) мощность нижней толщи угленосных отложений в восточной части Восточного прогиба уменьшается к центральной части до 27 *м*. Фациальные изменения отложений подчинены отмеченным выше закономерностям: у бортов они становятся более грубыми, уменьшается их угленосность, появляются конгломераты.

Основная часть Даубихинской зоны расположена юго-восточнее Ханкайского массива и Синегорской подзоны (см. рис. 22). Почти на всем протяжении она разделена примерно на две равные части разломом, получившим название Шетухинского. К северо-западу от него помимо линейных складок развиты брахискладки, или наблюдаются пермские толщи, моноклинально падающие к центру зоны, тогда как к юго-востоку от разлома складки линейно вытянутые, в их строении принимают большое участие и мезозойские образования. Вероятно, этот разлом ограничивает подземную часть фундамента Ханкайского массива, которая здесь опустилась в период осадконакопления на значительную глубину, что сказалось во время позднемезозойской складчатости. Разлом в рельефе фиксируется понижениями, к нему приурочиваются Шетухинская (24) и Ореховская (22) впадины. Поверхность разлома падает на юго-восток под углом 60—80°. Амплитуда вертикального смещения достигает 2 *км*. К разлому приурочены небольшие массивы гранитоидов, образующих вытянутую в северо-восточном направлении цепочку. Разлом сопровождается параллельными нарушениями. Одно из них наблюдается в верховье правых притоков р. Хуанихеза, где сместитель падает по азимуту от 90 до 130° под углом 40—50°. Зона этого нарушения представлена тектонической глинкой и обломками дробленых и милонитизированных пород. Ширина зоны разлома 1—1,5 *км*. Амплитуда вертикального перемещения определяется в 1,5—2 *км*.

Характеристика складчатых структур зоны, ее вулканогенно-осадочного чехла и наложенных кайнозойских впадин, по данным В. А. Бажанова, Ю. И. Барвинка, А. И. Бураго, А. И. Бурдэ, Ю. И. Максименко, Б. С. Набродова, Л. А. Неволина, В. Г. Пономарева, И. К. Пущина, В. О. Соловьева, О. Г. Старова и Б. Я. Черныша, представляется следующим образом.

В северо-восточной части Даубихинской зоны в бассейне р. Еловка расположена Еловская синклиналь (34). Ширина ее 10 *км*. В ядре синклинали залегают верхнепермские осадочные толщи, на северо-западном крыле — нижнепермские эффузивы, часть юго-восточного крыла оборвана Даубихинским разломом. Углы падения крыльев 25—45°; шарнир слабо погружается на северо-восток. Ограниченная крупными разломами синклиналь и во внутренней части разбита на блоки северо-восточными и субмеридиональными нарушениями.

Юго-западнее Еловской синклинали моноклинальное падение позднепермских отложений на восток осложнено Первомайской (35), Смирновской (36) и Завитинской (37) брахисинклиналями. Протяженность их не превышает 10 *км*, ширина 4—6 *км*, углы падения крыльев 20—50°. Простирание оси Первомайской брахисинклинали субмеридиональное с отклонением на юге к юго-западу, Смирновской — меридиональное, а Завитинской — северо-северо-западное. Изгиб осей Смирновской и Завитинской структур обращен вогнутой стороной к западу, а Пер-

http://jurassica.ru/

вомайской — к востоку. Преобладающими нарушениями являются северо-западные сбросы с амплитудой 300—800 *м*.

Ромненская антиклиналь (38) расположена к западу от Фудзино-Иманского сдвига в районе с. Ромны и на большей части перекрыта кайнозойскими отложениями. Ширина синклинали 4—5 *км*, протяженность, очевидно, не более 15 *км*. В ядре и западном крыле залегает дунайская свита, углы падения которой не известны, а восточное крыло сложено поспеловской свитой, смято в складки с углами падения 40—60° и осложнено складчатостью более высоких порядков. Близость Шетухинского разлома отразилась на интенсивном рассланцевании восточного крыла.

Даниловская синклиналь (39) находится на левобережье р. Ваку. Длина ее 13 *км*, ширина 6—8 *км*. В ядре и на крыльях залегают эффузивы дунайской свиты. Складка косая — юго-восточное крыло падает под углами 40—50°, реже 70°, северо-западное до 30°. Шарнир синклинали полого погружается на северо-восток. С северо-запада она ограничена Западным Сихотэ-Алинским швом и интрудирована позднепермскими гранитами. На юго-востоке складка по сбросу, плоскость сместителя которого наклонена на восток, граничит с продолжением Малиновской антиклинали. Субширотными разломами синклиналь отчленяется от расположенной южнее группы брахискладок бассейна р. Мангоушка. Наиболее крупные из складок этой группы Мангоушская и Малиновская.

Мангоушская синклиналь (40) занимает бассейн р. Мангоушка и ключа Киреича, прослеживаясь к юго-западу до р. Веснянка. Ширина структуры 3—6 *км*, длина 30 *км*. Ядро сложено угодинзинской свитой, центриклиналь и юго-восточное крыло — каменушинской и дунайской свитами. Углы падения крыльев 20—60°, в среднем 35—40°, а на юго-западном центриклинальном замыкании 15—30°. Шарнир структуры осложнен поднятиями. Наиболее крупное из них находится на водоразделе р. Мангоушка и ключа Киреича, где обнажается дунайская свита. Углы погружения шарнира составляют здесь 15—20°. В бассейне р. Веснянка наблюдается воздымание шарнира на северо-восток под углом до 20°. Структура с запада обрывается Мангоушским разломом, оперяющимся нарушениями северо-западного направления, которые разделяют описываемую складку на ряд блоков. С северо-запада рассматриваемая складка граничит по Мангоушскому разлому с Фрейминовской брахисинклиналью, являющейся, очевидно, продолжением Даниловской синклинали. Разлом имеет амплитуду 2—2,5 *км* и сопровождается рассланцеванием и окварцеванием пород в незначительной по ширине (десятки метров) приразломной зоне. Поверхности зеркал скольжения, сопровождающих разлом, падают на северо-запад под углами 70—80°.

Фрейминовская брахисинклиналь, самая западная из этой группы, расположенная в верховье р. Большая Кабарга, причленяется на западе к Ханкайскому массиву по серии разломов, относящихся к системе Западного Сихотэ-Алинского шва. Длина брахискладки 12 *км*, ширина около 8 *км*. Ядро сложено верхней толщей дунайской свиты, крылья и периклинальные замыкания — ее нижней частью. Юго-восточное крыло осложнено антиклинальным перегибом шириной 2—2,5 *км*. Углы падения этого крыла 10—50°, в северо-западном не превышают, очевидно, 30—40°.

Малиновская антиклиналь (41) расположена преимущественно по хребту Малиновскому. Ширина антиклинали 4—5 *км*, длина 20 *км*. Ядро сложено нижней, а крылья верхней частью владивостокской свиты (?), смятыми в складки шириной 300—500 *м*, а к юго-восточному крылу приурочена также более или менее линейная грабен-синклиналь шириной около 15 *км*, сложенная каменушинской свитой. Падение слоев в ядре и на крыльях антиклинали 10—25°, ближе к оси 40—70°, а в упомянутой грабен-синклинали второго порядка 60—90°. Шарнир антиклинали погружается на северо-восток и юго-запад под углом 5—20°.

Южнее описанных структур в северо-западной части Даубихинской зоны породы моноклинально падают на юго-восток и только через 40 *км* появляется довольно крупная структура — Владимировская брахисинклиналь (42), занимающая правобережье р. Уссури от широты с. Марьяновка в северо-восточном направлении до с. Крыловка. Ядро ее сложено людянзинской, а крылья — угодинзинской свитами. Длина складки 16 *км*, ширина до 10 *км*, амплитуда не превышает 3 *км*, шарнир погружается на северо-восток. Углы падения на крыльях 30—60°, а в ядре и на центриклинальном замыкании 10—30°. Крылья брахисинклинали осложнены дополнительными складками шириной до 2 *км* с падением крыльев 20—55°. В ее пределах преобладают северо-западные нарушения с зонами дробления и окварцевания. Брахисинклиналь отделяется на северо-западе разломом северо-восточного простирания от грабен-синклинали, выполненной триасом, а на юго-востоке Шетухинским сбросом от Кедровской синклинали. Обычно к разломам приурочены позднемеловые гидротермальные жильные проявления.

К востоку и юго-востоку от Шетухинского разлома развиты линейные складки (см. рис. 22 и 24, *Б-Б*). Описание наиболее крупных из них проведено ниже.

Шетухинская синклиналь (43) расположена в междуречье Улахе, Тудо-Ваку и Сандо-Ваку. В отличие от других складок часть ее западного крыла

http://jurassic.ru/

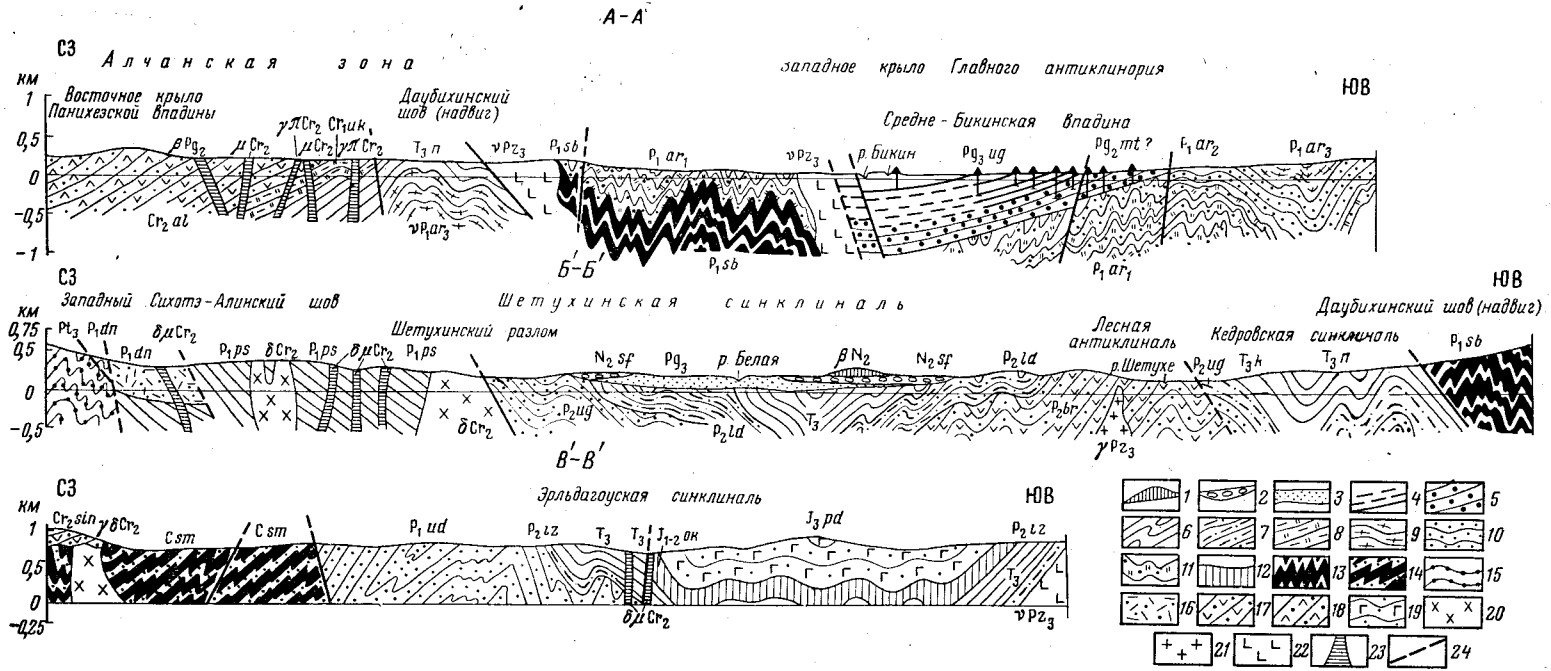


Рис. 24. Геологические разрезы через Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, Даубихинскую и частично Алчанскую зоны: *А-А* — через восточную часть Алчанской зоны и западную часть Главного антиклинория близ с. Олон (по В. М. Чмыреву и И. В. Ксенофонтову); *Б′-Б′* — через Даубихинскую зону, бассейн среднего течения р. Шетухе (по Ю. И. Максименко); *В′-В′* — восточного крыла Главного антиклинория по правобережью р. Эрльдагоу (по И. П. Макухиной)

1 — плиоценовые базальты (βN_2); *2* — галечники, гравийники, пески; *3* — слабосцементированные песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты; *4* — песчаники, алевролиты, аргиллиты, бурые угли; *5* — песчаники, алевролиты, пропластки бурых углей, углистые аргиллиты; *6* — песчаники, алевролиты, аргиллиты; *7* — песчаники, местами слюдистые, алевритистые сланцы; *8* — алевролиты, песчаники, аргиллиты, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, гравелиты, конгломераты; *9* — алевритистые филлитовидные сланцы, прослои песчаников; *10* — туфогенные песчаники, алевролиты; *11* — песчаники с прослоями кремнистых пород и порфиритов; *12* — алевролиты, песчаники, субщелочные базальтоиды, спилиты; *13* — кремнистые породы, спилиты, порфириты, их туфы, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, линзы известняков; *14* — кремнистые породы, порфириты, глинистые сланцы, песчаники; *15* — слюдистые, углисто-графитистые и кремнистые сланцы, кварцевые песчаники, амфиболиты; *16* — эффузивы смешанного, преимущественно кислого состава, их туфы; *17* — порфириты, их туфы; *18* — туфы эффузивов смешанного состава; *19* — туфы субщелочных базальтоидов, порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты; *20* — гранодиориты ($\gamma\delta Cr_2$) и диориты (δCr_2); *21* — граниты (γPz_3); *22* — габброиды (νPz_3); *23* — дайки базальтов (βPg_2), гранит-порфиров ($\gamma\pi Cr_2$), порфиритов (μCr_2) и диоритовых порфиритов ($\delta\mu Cr_2$); *24* — разрывные нарушения. Свиты и толщи: N_2sf — суйфунская; $Pg_{2-3}ug$ — угловская; Pg_2mt — майтунская; Cr_2sin — сияновская; Cr_2al — алчанская: Cr_1uk — уктурская; J_3pg — погская; $J_{1-2}ok$ — окраинская; T_3n — норийский ярус; T_3k — карнийский ярус; P_2ld — людянзинская; P_2iz — извилинская; P_2ug — угодинзинская; P_2br — барабашская; P_1ps — поспеловская; P_1dn — дунайская; P_1ar — ариаднинская; P_1sb — себучарская; P_1ud — удековская; Csm — самаркинская

https://jurassic.ru/

расположена западнее Шетухинского разлома. Крылья складки сложены пермскими породами, а ядро и грабен-синклинальные структуры второго порядка вблизи ядра — верхнетриасовыми отложениями. Ось синклинали, вытянутая в северо-восточном направлении, очень плавно изгибается, меняя азимут от 30° на юге до 40° на севере. Ширина складки 6—10 *км*, длина около 100 *км*. К западу от Шетухинского разлома по широте Шетухинской впадины моноклинально падающие на юго-восток нижне- и верхнепермские породы можно рассматривать как крыло описываемой структуры. Углы падения слоев в нем 45—60°, а вблизи Западного Сихотэ-Алинского шва обычно не превышают 30°. Восточнее Шетухинского разлома крылья синклинали осложнены линейными симметричными складками второго порядка с углами падения крыльев 40—55°, к ядру синклинали они увеличиваются до 75°. Северо-восточное продолжение синклинали оборвано Даубихинским разломом, а на юго-западе под аллювием р. Улахе складка замыкается.

Лесная антиклиналь (44), расположенная между с. Большие Ключи и пос. Горным, разделяет Шетухинскую и Кедровскую синклинали. Последняя на значительном протяжении отделяется от Лесной антиклинали системой нарушений северо-восточного и субмеридионального простирания, сопровождающихся зонами дробления, хлоритизации и в меньшей мере окварцевания. Мощность зон 1—5 *м*, падение на юго-восток под углом 60—70°. Иногда к зонам разломов приурочены дайки. Ширина антиклинали колеблется от 3 до 8 *км*, длина около 50 *км*. Ядро антиклинали сложено угодинзинской свитой, крылья и периклинальные окончания — каменушинской свитой. Это — сложная складка с прямой или слабо наклоненной на северо-запад осевой поверхностью и более или менее симметричными крыльями. Углы падения слоев в крыльях в среднем 50—60°, а в приразломных участках до 70—80°. При общем северо-восточном простирании в средней части ось складки, плавно изгибаясь, простирается на СВ 40—45°, а в междуречье Марьяновка — Березовка почти на север 0—10°. Протяженными (20—30 *км*) разломами северо-восточного простирания и Шетухинским разломом антиклиналь разбивается на ряд узких блоков, которые поперечными сбросами смещают южную часть структуры к северо-западу.

Кедровская синклиналь (45) — одна из наиболее протяженных структур Даубихинской зоны. Выделенная впервые на севере, в бассейне р. Кедровка, в районе пос. Горного она прослежена на юго-запад до среднего течения р. Даубихеза. Длина складки 90 *км*, ширина обычно 5—6 *км*, в местах воздымания шарнира до 2—3 *км*; на юго-западном окончании до 8 *км*. Северо-восточное продолжение структуры срезано Даубихинским разломом, а юго-западное — крупным разломом, ограничивающим с востока Синегорскую подзону. Ядро синклинали сложено верхнетриасовыми, а крылья верхнепермскими породами. Обычные падения крыльев 35—40°. Складка прямая, лишь в районе пос. Горного ее юго-восточное крыло имеет более крутое (60°) падение, чем северо-западное (40—45°). Складчатость более высоких порядков, устанавливается в бассейне ключа Кислого у пос. Горного, в бассейне р. Яковлевка и др. В бассейне р. Яковлевка структура как бы раздваивается, обтекая узкий (1—1,5 *км*), полого залегающий (20—30°) антиклинальный выступ верхнепермских отложений. В общем описываемая складка линейно вытянута в северо-восточном направлении, плавно изгибаясь в плане от СВ 45° на юге до 360—10° на севере. Погружения и воздымания шарнира слегка нарушают его общее горизонтальное положение. Максимальное погружение шарнира наблюдается в северной части складки на водоразделе рек Березовка и Отбойная и на южном окончании структуры. В общем случае погружения чередуются с воздыманиями через 2—6 *км*. В южной части северо-западное крыло синклинали срезано нарушением, с вертикальной амплитудой не менее 500 *м*, по которому норийский ярус контактирует с нижней частью пермских отложений. Падение сместителя 65—70° на северо-запад. В зоне разлома наблюдаются брекчии и рассланцевание. Не исключено, что это нарушение является продолжением Шетухинского разлома (сброса).

Загорная антиклиналь (46) занимает правобережье р. Даубихе от района с. Загорное на северо-востоке до широты с. Яковлевка на юго-западе. В районе с. Яковлевка она охватывает и левобережье р. Даубихе. Общая длина антиклинали 50 *км*, ширина 3—6 *км*. Ядро и крылья складки сложены верхнепермскими породами — в ядре обычно залегают доугодинзинские толщи, а на крыльях — угодинзинская и каменушинская свиты. Юго-западное периклинальное замыкание сложено сеноман-туронскими отложениями (коркинской серией). Ось антиклинали изменяет свое направление от субмеридионального на юге (10°) до северо-восточного (45—50°) на севере. Углы падения слоев как в крыльях, так и в ядре примерно одинаковы и составляют 40—70°, а на северном окончании 40—80°. Примечательно, что периклинальное замыкание антиклинали, сложенное коркинской серией, имеет такую же степень пликативных нарушений, как ядро и крылья структуры, сложенные верхнепермскими породами.

Покровская синклиналь (47) расположена на левобережье р. Даубихе, на широте с. Яковлевка. Ее ось проходит через с. Покровка, полого погружается в северо-восточном направлении. Ширина складки достигает 4—5 *км*, длина 20 *км*.

http://jurassica.ru/

Северное и южное окончания структуры перекрыты сенон-датскими эффузивами. Ядро складки сложено достоевской, а крылья — романовской свитами. Синклиналь симметричная, углы падения слоев колеблются от 20 до 85°, составляя в среднем 40—45°, при этом крутые углы падения характерны для ядра, а на крыльях обычны падения 20—35°. Дополнительные складки имеют размах крыльев от 1 до 100 *м*. Разрывные нарушения типа сбросов приурочены к юго-восточному крылу структуры и являются оперяющими по отношению к Даубихинскому разлому, который обрывает это крыло. Амплитуда вертикального перемещения по этим разломам, нередко сопровождающимся зонами брекчий, составляет первые сотни метров.

Варфоломеевская синклиналь (48) расположена севернее с. Варфоломеевка, занимая долину и борта р. Даубихе. Ширина складки 20 *км*, видимая длина более 30 *км*. Северо-западное крыло оборвано Западным Сихотэ-Алинским швом, а юго-восточное на большей площади перекрыто эффузивами сенон-датского и более молодого возраста. К ядру синклинали приурочена Даубихинская кайнозойская впадина, поэтому характеристика складки приводится по разрозненным наблюдениям. Сложена Варфоломеевская синклиналь коркинской серией. Северо-западное крыло моноклинально падает на юго-восток под углами от 10—20° до 30° ближе к ее центру, юго-восточное осложнено антиклинальным перегибом — возможно, это продолжение Загорной антиклинали. Углы падения слоев в этом крыле 40—60°, а у оси структуры и более крутые (до 70—80°). Складчатость более высоких порядков юго-восточного крыла представлена структурами шириной 5—8 *м* с крутыми (60—80°) и иногда опрокинутыми крыльями.

В южной части Даубихинской зоны, в бассейне р. Халаза, в поле развития среднепалеозойских гранитов расположена Таежная брахиформная грабен-синклиналь (49), сложенная пермскими и верхнемеловыми (коркинская серия) отложениями. В ее пределах простирание пород меняется от субширотного до субмеридионального, углы падения 50—80° и только на водоразделе Ханихеза—Халаза уменьшаются до 10—20°. Преобладающие падения северо-западные. Характерно, что степень дислоцированности верхнемеловых и пермских образований не имеет различий. Продольными и диагональными сбросами и взбросами структура разбита на блоки, по которым обнажаются среднепалеозойские граниты. Углы падения сместителей крутые (60—80°), обычно они, отделяя фундамент от стратифицированных толщ верхнего палеозоя, падают в сторону последних. Исключение составляет сброс на водоразделе рек Таежка и Моховушка, где наблюдается падение плоскости нарушения в сторону гранитов. Вертикальная амплитуда отдельных нарушений оценивается в 1000 *м*. В зонах нарушений, имеющих мощность всего первые метры (0,6—5 *м*), породы интенсивно катаклазированы, превращены в милониты, нередко гидротермально изменены и несут признаки ртутной минерализации.

В складчатом основании южной части Даубихинской зоны выделяется Известковая брахисинклиналь (50), расположенная в бассейне р. Тудагоу и верхнем течении р. Сандуган. Она выполнена эффузивами и их туфами предположительно пермского возраста и в меньшей мере осадочными породами с фауной чандалазского горизонта. Последние как будто доминируют в ядре брахисинклинали. Ширина складки 20—25 *км*, длина более 50 *км*, шарнир плавно погружается в северо-восточном направлении (35—45°). Падение юго-восточного крыла 25—40°. Редкие прослои осадочных пород в эффузивах падают под углом 15—25°. Северо-западное крыло, сложенное эффузивами и их туфами, падает на юго-восток под углом 10—40°, в большинстве случаев 20—30°. В обоих крыльях развиты дополнительные складки шириной до 200—300 *м*.

Позднемеловые и кайнозойские структуры

Рассмотренные выше структуры на значительных площадях перекрыты сенон-датскими и кайнозойскими осадочными и вулканогенными толщами, выполняющими ряд впадин. В средней «осевой» части Дауби-

http://jurassica.ru/

хинской зоны (с севера на юг) располагаются кайнозойские впадины: Найцухинская, Ореховская, Малиновская, Шетухинская и Даубихинская. Все они вытянуты параллельно границам зоны и приурочены к осевой части ее крупных синклинальных структур. Это можно объяснить унаследованными с мезозоя тектоническими движениями в палеогене. Как правило, северо-западные и юго-восточные борта впадин крутые, выполаживающиеся постепенно к их осевым линиям.

В отличие от впадин Ханкайского массива, впадины Даубихинской зоны заложены раньше — здесь присутствуют и эоцен-олигоценовые отложения, неизвестные в пределах Ханкайского массива. Все впадины зоны в той или иной мере угленосны. Нет пока данных об угленосности и строении только Найцухинской впадины (36), выделяемой по геофизическим и геоморфологическим данным.

Характеристика лучше изученных впадин представляется следующим образом (см. рис. 22). Ореховская впадина (22) занимает долину р. Ваку в приустьевой части р. Тудо-Ваку. С юго-запада на северо-восток впадина вытянута на 15 *км* при ширине 2—6 *км*. Строение ее известно по скважинам на глубину 300 *м*, хотя по геофизическим данным ее глубина 500—700 *м*. Залегающие практически горизонтально палеоген-неогеновые угленосные отложения прислонены к крутым (до 20°) бортам.

Малиновская впадина (23) расположена в приустьевой части р. Хуанихеза и приурочена к осевой части Шетухинской синклинали. Длина впадины 10 *км*, ширина 3—4 *км*, глубина до 180 *м*. Как и Ореховская, впадина имеет чашеобразную форму, характеризуется крутыми (местами до 20—30°) бортами и почти горизонтальным залеганием угленосных отложений.

Шетухинская впадина (24) расположена в среднем течении р. Шетухе в центральной части Шетухинской синклинали и вытянута в северо-восточном направлении на 25 *км*, при средней ширине 7—9 *км*. Максимальная глубина впадины 230—250 *м*, угол наклона бортов 8—10°. Слои у бортов прилегают под углами 1—3°, а в центральной части впадины залегают горизонтально. Гравий и галечник встречаются в незначительном количестве по всему разрезу, но их основная масса сконцентрирована у краев впадины и выполняет ложе отрицательных структур второго порядка.

Даубихинская впадина (25) занимает правобережье Даубихе, междуречье ее с р. Даубихеза, и частично правобережье последней. Впадина простирается с юго-запада на северо-восток на 50 *км*, ширина ее 15 *км*, а глубина по геофизическим данным до 1500 *м*. Углы падения слоев 2—3°, близ бортов до 10—15°, а вблизи разломов еще больше. Даубихинская впадина наложена на Варфоломеевскую синклиналь, сложенную нижне- и верхнемеловыми отложениями (коркинская и достоевская свиты) и не исключено, что геофизическими исследованиями установлена граница не с меловыми породами, а осадочных толщ с подстилающими их гранитами.

Позднемеловые и кайнозойские образования в Даубихинской зоне залегают резко несогласно на всех более древних породах. Сенон-датские и палеогеновые эффузивы и их туфы в большинстве случаев картируются как горизонтально лежащие покровы, но вблизи разломов имеют углы наклона до 10—15° и даже 30—35°. Единичные скважины, пробуренные на краях этих покровов, как правило, не выходят из эффузивов, что свидетельствует о сложном, еще слабо изученном сочетании излившихся лав и их туфов с породами дайковых и жерловых фаций. Основные выходы эффузивных толщ находятся в юго-восточной части рассматриваемой зоны, занимая площадь в 2500 $км^2$.

Алчанская зона

Алчанская зона располагается в основном в междуречье Алчан-Бейцухе и имеет площадь 5300 $км^2$ (3,2% от территории края). На юге она, накладываясь на Ханкайский массив, отделяется от него серией ступенчатых сбросов субширотного простирания системы Иманского шва. На северо-западе зона по Алчанскому разлому граничит с Бикинской зоной, а на юго-востоке ее границей является Даубихинский шов.

http://jurassica.ru/

На северо-востоке Алчанская зона, перекрываясь сенон-датскими и палеогеновыми эффузивами, уходит в пределы Хабаровского края.

Описываемая зона является южной частью Алчано-Матайской зоны, выделенной П. Н. Кропоткиным (1954а, б), считавшим ее аналогом Даубихинской синклинальной зоны. Н. А. Беляевский и др. (1955) не выделяли рассматриваемую зону в качестве самостоятельной единицы, включая ее в состав Даубихинского прогиба.

И. И. Берсенев (1960а, б) относил ее к области каледонской складчатости, переработанной герцинскими и мезозойскими движениями.

Алчанская зона, вероятно, представляет собой северную окраину Ханкайского массива, опущенную по Иманскому разлому. В пределах зоны складчатый фундамент сложен, по-видимому, докембрийскими нижне- и среднепалеозойскими геосинклинальными отложениями и прорывающими их интрузиями. Выше с угловым несогласием залегают прибрежно-морские и континентальные верхнепермские, триасовые и нижнемеловые отложения, несогласно перекрытые верхнемеловым и кайнозойским вулканогенно-осадочным комплексом.

Структуры зоны в 1961—1963 гг. изучали Б. Я. Черныш, геофизические поля — Р. Г. Кулинич и др. (1965), по их материалам и приводится описание зоны.

Общий план и внешние границы Алчанской зоны отчетливо устанавливаются по интенсивному общему повышению геомагнитного поля в ее пределах, достигающему здесь 500 *гамм* и более. Простирание аномалий преимущественно северо-восточное. Общим признаком гравитационного поля Алчанской зоны является его повышенная сложность, выраженная сочетанием максимумов и минимумов субширотного и северо-восточного направлений и отражающая значительную неоднородность среднепалеозойского фундамента.

Алчанский разлом, впервые выделенный К. М. Худолеем в 1955 г., разграничивает Алчанскую и Бикинскую зоны. Он проходит от пос. Княжевского на северо-восток до долины р. Алчана. В магнитном поле зона нарушений Алчанского разлома выражена узкой полосой аномалий со средними положительными значениями. Гравитационное поле по обе стороны разлома имеет различную характеристику: северо-западнее оно отрицательное, юго-восточнее — пониженное положительное. Вдоль зоны разлома, имеющей ширину 2—5 *км,* наблюдаются многочисленные участки раздробленных пород, пронизанных жилами кальцита и кварца. К зоне разлома приурочены сенон-датские и кайнозойские эффузивы. Сеноман-туронские эффузивы (алчанская свита) в Алчанской зоне занимают большие площади и образуют отчетливые складчатые структуры, описанные ниже, а к северо-западу от разлома они в виде покровов резко несогласно перекрывают складчатое основание Бикинской зоны.

Даубихинский шов в пределах ограничения зоны представляет собой крутой (65—75°) взбросо-надвиг, наклоненный в сторону Главного антиклинория, с амплитудой послепозднепермских перемещений до 1000 *м* (рис. 24, А-А). К зоне разлома приурочены дайки позднемеловых диорит-порфиритов и покровы плиоценовых базальтов.

Ширина Алчанской зоны 50 *км,* с юго-запада на северо-восток она прослежена в пределах края на 100 *км.* Зона представляет собой синклинальную структуру, погружающуюся в северо-восточном направлении, осложненную в своей средней части Силаньшаньской горст-антиклиналью. К юго-востоку от последней расположена Канихезская, а к северо-западу Силанская синклинальные структуры. В сложении структур Алчанской зоны принимают участие верхнепермские, триасовые, нижнемеловые и сеноман-туронские образования, залегающие по

http://jurassica.ru/

геофизическим данным на северо-восточном продолжении Ханкайского массива. По гравитационным и геомагнитным данным средняя глубина залегания фундамента массива в пределах Силаньшаньской горст-антиклинали составляет 1000—1500 *м*, а в синклиналях 3000—3500 *м*. На позднемезозойские складчатые структуры зоны наложены впадины, выполненные кайнозойскими породами.

Силаньшаньская горст-антиклиналь (6, см. рис. 36) расположена в бассейне р. Силаньшань. Ядро горст-антиклинали сложено верхнепермскими, а северо-восточное крыло и периклиналь триасовыми и сеноман-туронскими образованиями. Юго-восточное крыло оборвано разломом. Складка имеет ширину 20 *км*; она симметричная — углы падения на крыльях составляют 30—50°, а в зоне периклинального окончания 13—25°. Пологие углы падения обычны в нижнемеловых толщах. Складчатость высших порядков практически не проявлена. Продольные крутые взбросы и сбросы, располагающиеся в ядре и на крыльях складки, связываются с продолжением Западного Сихотэ-Алинского шва на север; они наклонены к периферии складки под углами 70—80°. Амплитуда вертикальных перемещений по нарушениям составляет 200—500 *м*. Поперечные разрывы концентрируются на периклинали, по ним происходит ступенчатое погружение оси складки на северо-восток, при общем пологом наклоне шарнира в пределах каждой ступени. Широтный разлом с амплитудой 1—2 *км* обрывает ядро горстантиклинали с юга, и оно появляется на дневной поверхности только в 20 *км* южнее на правобережье р. Бейцухе в бассейне р. Канихеза Первая.

Канихезская синклиналь (7) расположена в бассейне р. Канихеза; она примыкает с северо-запада к Силаньшаньской горст-антиклинали и отделяется на востоке от Главного антиклинория Даубихинским разломом. Эта складка характеризуется минимальными положительными значениями силы тяжести, оси аномалий которых ориентированы в северо-восточном направлении. Синклиналь, имеющая ширину 20 *км*, сложена в основном эффузивами алчанской свиты, и лишь на ее северо-западном крыле и юго-юго-востоке выходят осадочные толщи триаса и нижнего мела. В первом случае слои наклонены на юго-восток под углом 10—30°, а во втором имеют крутые падения (40—70°) также к центру синклинали, что предопределяет ее асимметричность. В центральной части синклиналь осложнена антиклинальным изгибом, фиксирующимся выходами нижнемеловых пород из-под алчанской свиты восточнее горы Силаньшань. Судя по гравиметрическим данным, антиклиналь гребневидная; она простирается на 40—50 *км* в северо-восточном направлении.

Силанская синклиналь (8) сложена нижнемеловыми и сеноман-туронскими породами. Ширина складки 20 *км*. Осевая часть синклинали смещена к восточному ее крылу, фиксируется относительно пониженными значениями гравитационного поля и по этому признаку прослеживается до пос. Большой Силань. На правом берегу р. Бикин шарнир складки наклонен к северо-востоку под углом 20°. Продольные крутые (70—85°) сбросы и взбросы сосредоточены по краям структуры и падают под ее основание. Амплитуда смещений по ним 400—600 *м*, причем быстро уменьшается по простиранию и в сторону ядра. К разломам приурочены интрузии габбро и диорит-порфиритов. Описанные синклинальные структуры, обрамляя Силаньшаньскую горст-антиклиналь, на севере Алчанской зоны выполаживаются, сливаясь в одну широкую синклиналь.

Сенон-датские и более молодые эффузивные толщи, расположенные близ Алчанского разлома, залегают почти горизонтально в виде разобщенных покровов или в ограниченных нарушениями блоках. Лишь в зоне, тяготеющей к Алчанскому разлому, их подошва наклонена под углами 30—35° у сенон-датских эффузивов и 10—15° у палеогеновых. Эоценовые андезит-базальты не затронуты Алчанским разломом.

Эоцен-олигоценовые осадочные отложения в Алчанской зоне сосредоточены в Бейцухинской впадине (Б), расположенной в бассейне верхнего течения р. Бейцухе (см. рис. 36). Ширина ее 14 *км*, длина до 30 *км*, простирание СВ 50—60°. Юго-восточное крыло структуры полого (2—4°) наклонено к оси прогиба и осложнено неглубокими понижениями. Северо-западный борт наклонен к центру впадины под углом 15—20°, вследствие чего максимальная глубина впадины (700 *м*) смещена к нему. В этом же борту отмечены продольные разломы типа сбросов с амплитудой 20—70 *м*, осложняющие контакт эоценовых пород с подстилающими гранитами. Нижняя угленосная толща повторяет очертания впадины, а верхняя, грубообломочная, смещена по отношению

http://jurassica.ru/

к центру прогиба юго-западнее и на центроклинали и бортах впадины налегает на доэоценовый фундамент или прислонена к нему. Углы падения верхней толщи на бортах составляют 1—3°.

Западно-Приморская зона

Описываемая зона расположена к западу от Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны. Ее площадь в пределах края 6400 *км*² (3,9% от его площади), а вместе с шельфом около 8000 *км*².

П. Н. Кропоткин (1954а, б) складчатую зону бассейна р. Сидеми и хребта Пограничного выделял в составе Ханкайского массива на основании наличия верхнепалеозойских и отчасти мезозойских отложений, смятых в складки северо-восточного простирания. По мнению П. Н. Кропоткина, от сходного в структурном отношении Главного антиклинория Сихотэ-Алиня эта зона отличается широким развитием позднепалеозойских гранитных интрузий. Н. А. Беляевский (1954 г.) описал эту зону под названием Гродековского поднятия (мегантиклинали). Б. И. Васильев разделил ее на две части — собственно Гродековскую (северную) и Хасанскую, разделенные Суйфунской синклинальной зоной (Берсенев, 1959). В дальнейшем И. И. Берсенев (1960 и др.), С. А. Салун (1963), П. Н. Кропоткин и К. А. Шахворстова (1965) и другие называли ее Гродековской зоной герцинской складчатости, а А. М. Смирнов (1963) — Ляоелин-Гродековской. Геофизические поля зоны изучали Ю. М. Антонов (1958 г.), Н. Н. Доманов (1959 г.), В. К. Клюев (1964 г.), В. А. Симонова (1959 г.).

Как указано в разделе, посвященном описанию тектоники Ханкайского массива, территория, где находится пос. Пограничный, ранее называвшийся Гродеково, по геологическому строению является краевой частью Ханкайского массива и резко отличается от расположенной к западу зоны. На этом основании описываемую зону предложено называть не Гродековской, а Западно-Приморской.

Ниже последовательно описаны складчатые структуры фундамента и вулканогенно-осадочного чехла.

По строению складчатого фундамента Западно-Приморская зона подразделяется на три подзоны: Краевскую, Суйфунскую и Хасанскую.

Краевская подзона

Рассматриваемая подзона занимает небольшую площадь в бассейне верхнего течения р. Синтуха к западу от с. Решетниково. С Ханкайским массивом она граничит по Западно-Приморскому структурному шву, на западе уходит в пределы КНР. Характеристика подзоны приведена в основном по данным П. В. Маркевича.

Краевская подзона сложена мощным (6000—7000 *м*) комплексом морских геосинклинальных отложений, содержащих в верхней части разреза верхнепермскую фауну, ниже — криноидей девон-каменноугольного облика. В средней и нижней частях разреза, представленных метаморфизованными сланцами и песчаниками, органические остатки не найдены. Возраст нижней части разреза (краевской толщи) различными авторами оценивается по-разному (от протерозоя до силура). Достоверно установленных перерывов внутри этого комплекса, имеющего вероятный возраст от ордовика до верхней перми, не обнаружено.

Описанный комплекс слагает две крупные складки северо-восточного простирания (см. рис. 22): Синтухинскую синклиналь (51) и Краевскую антиклиналь (52). Вблизи Западно-Приморского шва западное крыло Синтухинской синклинали дислоцировано очень сильно. Здесь

http://jurassica.ru/

развиты сильно будинированные и рассланцованные породы, смятые в узкие складки с крутыми, часто опрокинутыми крыльями. С удалением от разлома дислоцированность пород постепенно уменьшается. Ось Синтухинской синклинали проходит в 3—5 *км* западнее шва. В ядре синклинали верхнепермские отложения залегают почти горизонтально. Западное крыло синклинали осложнено дополнительными складками с крутыми (50—70°) углами падения и прорвано позднепермскими гранитоидами. Последние слагают интрузию шириной до 10 *км*, вытянутую в северо-восточном направлении согласно с простиранием вмещающих пород. В ней сохранились остатки кровли и ксенолиты, вытягивающиеся в цепочки того же направления. С запада интрузия оборвана разломом, по которому граничит с крылом Краевской антиклинали. Ядро антиклинали расположено в бассейне р. Сиянхе и сложено предположительно среднепалеозойскими метаморфическими породами. Здесь они залегают почти горизонтально или смяты в пологие широкие складки с углами падения 5—10°, реже до 20°. С удалением от ядра углы падения довольно быстро увеличиваются до 60—70°. Общее строение юго-восточного крыла антиклинали моноклинальное с падением на юго-восток. В строении этого крыла, кроме среднепалеозойских, участвуют и условно верхнепалеозойские породы, дислоцированные с ними в одном плане. Для сланцев, слагающих крыло антиклинали, характерна мелкая складчатость и плойчатость. Общий характер складчатых дислокаций среднепалеозойских отложений напоминает образования «гнейсовых куполов» Ханкайского массива.

Южнее описанные складки прорваны позднепермской интрузией гранитоидов.

Суйфунская подзона

Суйфунская подзона, выделенная П. Н. Кропоткиным (1954), охватывает главным образом бассейн р. Суйфун и представляет собой мезозойскую впадину, наложенную на край Ханкайского массива и Западно-Приморскую зону позднепалеозойской складчатости (рис. 25). Общая площадь подзоны около 4700 *км*^{2}. Почти повсеместно мезозойские отложения, выполняющие эту впадину, перекрыты мощной (до 500 *м*) толщей кайнозойских отложений. Единичные обнажения имеются лишь в долинах рек Суйфун, Амба и Большой Монгугай. Северная и южная части подзоны изучены в связи с разведкой каменноугольных месторождений, центральная часть получила общую характеристику благодаря региональным геофизическим и буровым работам, выполненным для оценки перспектив нефтегазоносности.

По результатам геофизических работ установлено, что рассматриваемой подзоне соответствует четко ограниченная с востока и запада область минимальных значений гравитационного поля со слабовыраженными изометричными аномалиями в ее центре. Магнитное поле подзоны весьма невыразительно: аномалии слабоположительные без определенной ориентировки. Лишь в юго-западной части подзоны, на площади развития базальтов, поле приобретает изрезанный характер и в общем повышается; простирание аномалий упорядочивается и ориентируется в северо-восточном и меридиональном направлениях. Приведенное ниже описание подзоны дано по Б. И. Васильеву, Ю. В. Кузнецову, В. И. Подоляну и др.

Границы Суйфунской подзоны в большинстве случаев проходят по седиментационному контакту мезозойских отложений. Восточной его границей с однородной по характеру Супутинской подзоной служит меридиональный Нижне-Суйфунский разлом, совпадающий с долиной

http://jurassic.ru/

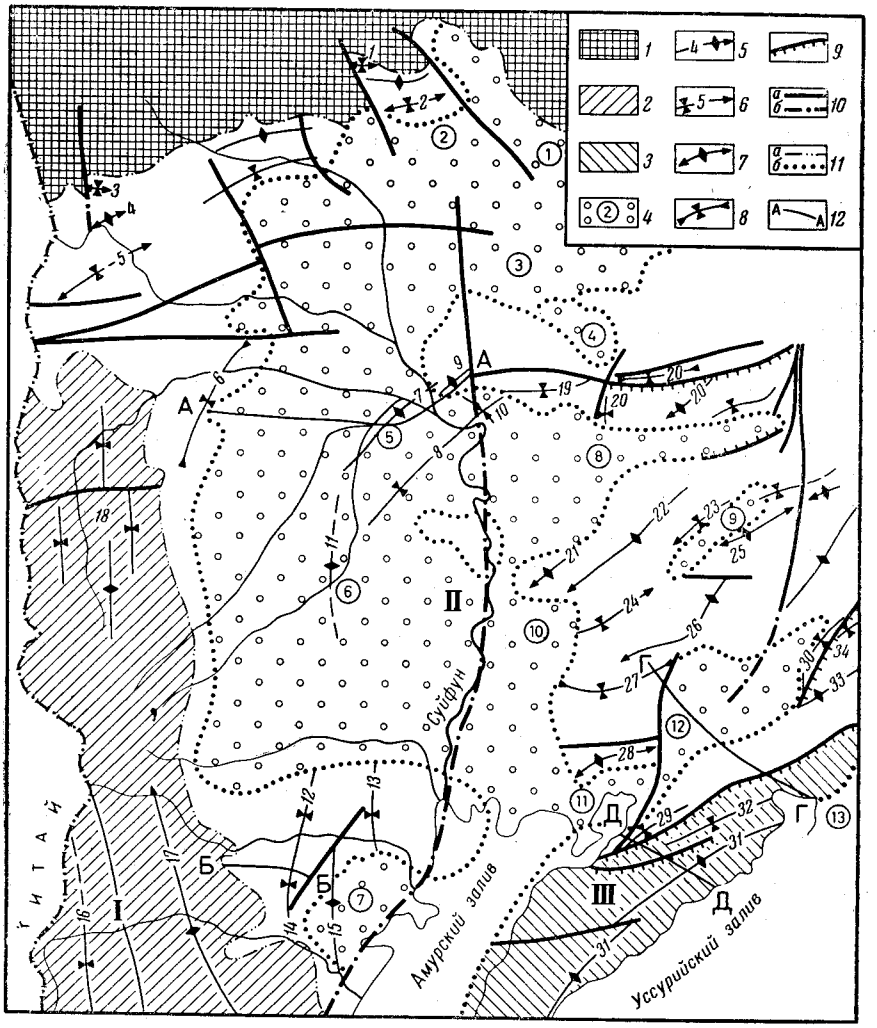


Рис. 25. Схематическая тектоническая карта западной части Южно-Приморской зоны и прилегающих участков соседних зон (по И. И. Берсеневу и Б. И. Васильеву)

Суйфунская и Супутинская подзоны не заштрихованы. Прилегающие участки: *1* — зона Ханкайского массива, *2* — Хасанская подзона Западно-Приморской зоны, *3* — подзона Муравьевского антиклинория Южно-Приморской зоны; *4* — кайнозойские впадины, их номер по списку; *5* — оси антиклиналей, направление погружения шарнира, номер складки; *6* — то же, синклиналей; *7* — оси и номер брахиантиклиналей; *8* — то же, брахисинклиналей; *9* — надвиги; *10* — прочие разломы, установленные (*а*), предполагаемые под кайнозойскими отложениями (*б*); *11* — границы структурно-фациальных зон и подзон (*а*) и кайнозойских впадин (*б*); *12* — линии геологических разрезов, изображенных на рис. 26.

Кайнозойские впадины (цифры в кружках): 1 — Чихезская (западная часть); 2 — Галенковская; 3 — Воздвиженская; 4 — Раковская; 5 — Борисовская; 6 — Пушкинская; 7 — Северная часть Николаевской; 8 — Глуховская; 9 — Супутинская; 10 — Тимофеевская; 11 — Тавричанская; 12 — Артемовская; 13 — Майхинская. Складчатые структуры (цифры без кружков): 1 — Северо-Липовецкая; 2 — Липовецкая; 3 — Фадеевская; 4 — Ново-Георгиевская; 5— Полтавская; 6 — Пуциловская; 7 — Борисовская; 8 — Кугукинская; 9 — Ильюшинская; 10 — Никольская; 11 — Пушкинская; 12 — Занадворовская; 13 — Бородинская; 14 — Филипповская; 15 — Малютинская; 16 — Барабашская; 17 — Адиминская; 18 — Лючихезская группа складок; 19 — Восточная Никольская; 20 — Раковская группа брахискладок; 21 — Чертовская; 22 — Средне-Супутинская; 23 — Кондратенковская; 24 — Большая Поповская; 25 — Волхашинская; 26 — Каменушинская; 27 — Поповская; 28 — Кипарисовская; 29 — Подгородненская; 30 — Суражевская; 31 — Владивостокская; 32 — Лянчихинская; 33 — Артемовская; 34 — синклиналь руч. Глубокого; 35 — Майхинская. Крупные разломы: I — Адиминский; II — Нижне-Суйфунский; III — Муравьевский

https://jurassica.ru/

р. Суйфун. Западная граница проходит примерно по линии с. Корфовка — пос. Барабаш — ст. Приморская. Северная, меньшая по площади, часть подзоны выполнена меловыми отложениями, залегающими преимущественно на среднепалеозойских интрузиях. К югу от линии с. Корфовка — с. Чернятино — с. Дубки в разрезе присутствуют юрские и триасовые отложения, залегающие на верхнепалеозойском складчатом фундаменте.

Северная часть Суйфунской подзоны представляет собой мульду субширотного простирания, осложненную многочисленными разломами и брахискладками. Среди последних выделяются Северо-Липовецкая (1), Ильичевская, Липовецкая (2), Фадеевская (3) и Полтавская (5) брахисинклинали, Ново-Георгиевская брахиантиклиналь (4) и ряд других складок (см. рис. 25). Структура складок примерно одинакова. Брахисинклинали имеют субширотное простирание, длину 8—12 *км*, ширину 4—6 *км*, амплитуду 200—450 *м*, углы падения крыльев от 3—10 до 25°, днища пологие, ядра выполнены коркинской серией (сеноман — турон), крылья слагает сучанская угленосная серия (готерив — альб). Брахиантиклинали обычно узкие, гребневидные, крылья складок в отдельных случаях разбиты сбросами с амплитудой перемещения до нескольких сотен метров.

Южнее описанных структур расположено Корфовско-Дубининское субширотное поднятие фундамента, выходящего на поверхность в районе сел Корфовка, Чернятино и Дубки. С юга это поднятие по геофизическим данным оборвано разломами, являющимися, по-видимому, продолжением Южного Сихотэ-Алинского структурного шва. Помимо субширотных разломов, здесь можно предположить и северо-западные, аналогичные разломам северной части Суйфунской подзоны (рис. 26, *А-А*).

В этой части подзоны выделяются Пуциловская брахисинклиналь, Борисовская антиклиналь, Кугукинская брахисинклиналь и Ильюшинская брахиантиклиналь (см. рис. 25).

Пуциловская брахисинклиналь по предварительным данным имеет овальную форму размером 10×12 *км*. Ядро складки выполнено верхнемеловыми отложениями; западное крыло сложено нижним мелом, залегающим на позднепермских гранитах. Предполагается, что в ядре складки на восточном и южном крыльях под меловыми отложениями лежат триасовые. Амплитуда складки 1000—1100 *м*, углы падения в меловых отложениях 2—10°, что связано, по-видимому, с дополнительной пологой складчатостью.

Борисовская антиклиналь расположена к востоку от Пуциловской складки. Простирание ее северо-восточное, длина до 15 *км*, ширина до 5 *км*, амплитуда 600—700 *м*. В ядре складки (под толщей кайнозойских отложений) залегают нижнемеловые отложения, ниже глубокой (более 2000 *м*) скважиной вскрыта верхнетриасовая континентальная толща, подстилаемая пачкой, сходной с «плитчатыми» песчаниками, лежащими в основании карнийского яруса. Углы падения крыльев складки 5—20°, западное крыло оборвано сбросом с амплитудой 300—350 *м*. Вблизи ядра антиклинали бурением вскрыты зоны дробления и крутые (65—90°) углы падения слоев, свидетельствующие о наличии разломов, по-видимому, с небольшой амплитудой.

Кугукинская брахисинклиналь изучена слабо. Ядро ее выполнено верхним мелом, амплитуда складки 1000—1500 *м*. В пределах этой структуры выклиниваются юрские отложения.

Ильюшинская брахиантиклиналь имеет длину 12 *км*, а ширину 6 *км*, на северо-востоке юрские породы, слагающие ядро этой структуры, обнажаются на окраине г. Уссурийска. Бурением в ядре вскрыт верхний триас. Брахиантиклиналь с юга оборвана широтным разломом, по которому она граничит с Никольской брахисинклиналью (см. рис. 25). Последняя имеет восток-северо-восточное простирание с погружением оси на запад, где она, вероятно, сливается с Кугукинской брахисинклиналью. Ядро складки сложено верхним мелом, крылья — нижним мелом и юрой. Падение северо-западного крыла на Ильюшинской сопке 45—50°, юго-восточное крыло на горе Сальникова имеет опрокинутое залегание, и пласты здесь падают на юго-восток (65—85°).

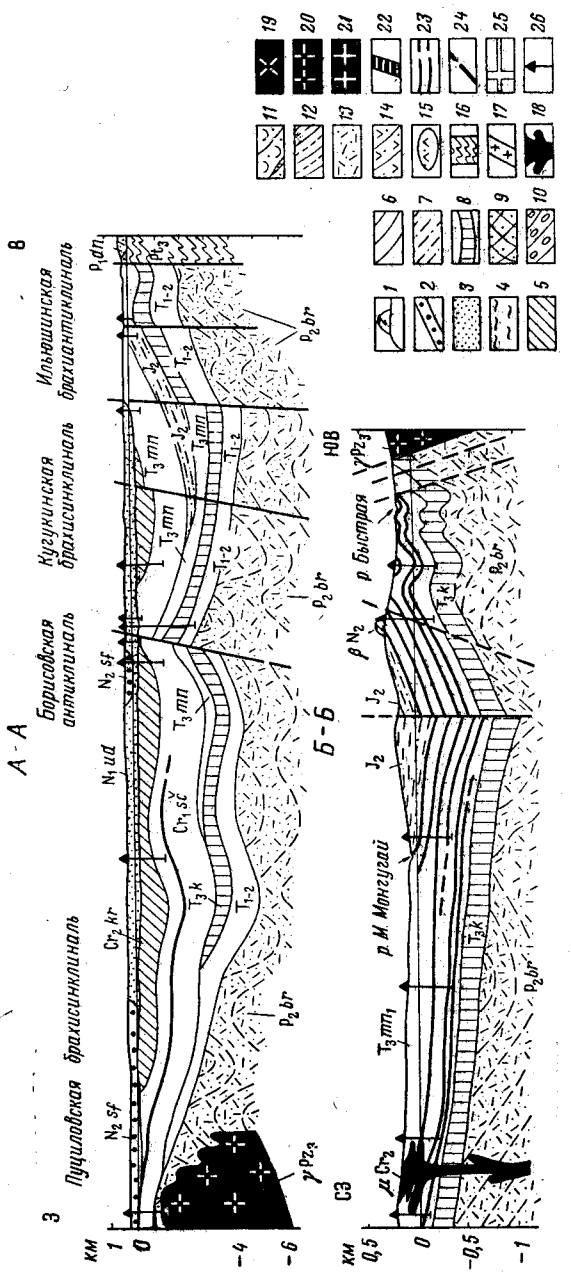
http://jurassic.ru/

К югу от описанных складок предполагается субширотный разлом, южнее которого по геофизическим данным и одиночной скважиной установлена Пушкинская антиклиналь (11), являющаяся вероятным продолжением Борисовской антиклинали. Далее на юг структура Суйфунской подзоны не изучена на участке длиной 25—30 *км*. В южной части подзоны известны Западворовская, Бородинская и Филипповская брахисинклинали и Малютинская брахиантиклиналь.

Западворовская брахисинклиналь (12) расположена в междуречье Амба—Грязная, она продолжается, очевидно, далее на северо-запад под покровами неогеновых базальтов. Ядро складки выполнено верхним мелом, крылья — нижним мелом и триасом. Падение юго-западного крыла возрастает от 10° в приосевой части до 50°. Крылья складки по геофизическим данным оборваны разломами.

Бородинская брахисинклиналь (13) находится в низовьях рек Амба и Малютинка, на востоке ее крыло залито водами Амурского залива. Простирание складки субмеридиональное, ядро ее слагают меловые отложения, крылья — триасовые. Преобладающие углы падения на крыльях 40—45°, иногда 70°. Складка осложнена разломами.

Филипповская брахисинклиналь (14) расположена в основном в бассейне р. Малый Монгугай и является продолжением Западворовской синклинали (см. рис. 26, *Б-Б*). Простирание ее субмеридиональное с погружением шарнира к северу, длина 20, ширина до 15 *км*. Ядро складки выполнено меловыми отложениями, крылья — триасом. Во внутренней части брахисинклинали простирания не выдержаны, углы падения 3—25°, падения крыльев 15—25°, на восточном крыле вблизи ограничивающего его разлома наблюдаются дополнительные складки северо-восточного простирания с крутыми (до 70°) падениями слоев.



Малютинская брахиантиклиналь (15) находится восточнее Филипповской складки и имеет такое же простирание. С юга она, как и описанная выше складка, оборвана сбросом, проходящим вдоль побережья Амурского залива. Ядро

http://jurassica.ru/

брахиантиклинали сложено верхней пермью и прорывающими ее гранитами, крылья — верхнетриасовыми отложениями. Последние залегают с угловым несогласием и наклонены от ядра структуры под углами 20—40°, местами наблюдаются дополнитель-

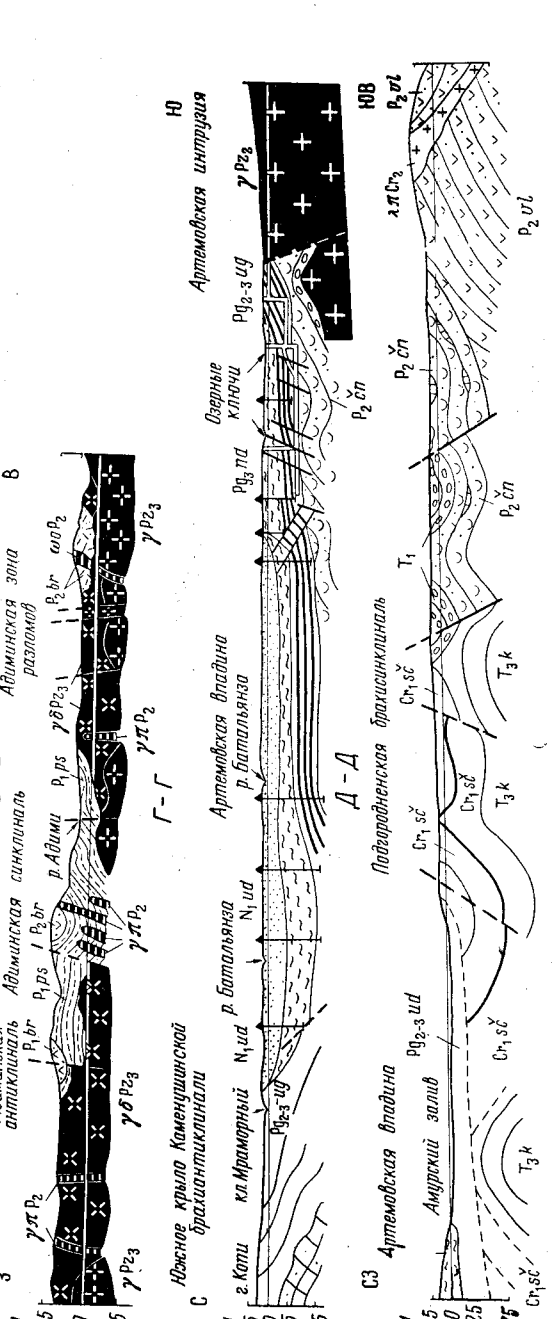


Рис. 26. Геологические разрезы отдельных участков Западно-Приморской и Южно-Приморской зон: *А-А* — через Суйфунскую подзону (по В. И. Подоляну); *Б-Б* — в верховье р. Монтугай (по Б. М. Рыжуку); *В-В* — через бассейн р. Адими (по В. М. Чмыреву); *Г-Г* — через Артемовскую впадину в районе г. Артема (по В. И. Подоляну); *Д-Д* — через п-ов Муравьева-Амурского (по Н. Г. Мельнику)

1 — плиоценовые базальты (βN_2); *2* — галечники, гравийники, пески; *3* — песчаники, алевролиты, аргиллиты, лигниты; *4* — слабосцементированные песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты; *5* — туфогенные «шоколадные» песчаники и алевролиты, «узорчатые» алевролиты и песчаники, гравийники, конгломераты; *6* — песчаники, алевролиты, аргиллиты; *7* — песчаники, чередующиеся с алевролитами; *8* — плитчатые песчаники; *9* — аркозовые песчаники; *10* — конгломераты; *11* — туфопесчаники, алевролиты, конгломераты, порфириты, кварцевые порфиры, их туфы, линзы известняков; *12* — ороговикованные алевролиты; *13* — туфы эффузивов кислого состава; *14* — то же, среднего состава; *15* — то же, смешанного состава; *16* — слюдистые и углисто-графитистые сланцы, кварцитовидные песчаники; *17* — позднемеловые интрузии кварцевых порфиров ($\lambda\pi Cr_2$); *18* — то же, порфиритов (μCr_2); *19* — позднепалеозойские диориты и гранодиориты ($\gamma\delta Pz_3$); *20* — то же, гранитоиды (γPz_3); *21* — среднепалеозойские гранитоиды (γPz_2); *22* — дайки позднепермских гранит-порфиров, кварцевых порфиров, фельзитов ($\gamma\pi P_2$) и горнблендитов (ωoP_2); *23* — пласты углей каменных и бурых в палеогеновых отложениях; *24* — разрывные нарушения; *25* — подземные горные выработки; *26* — буровые скважины. Свиты: N_2sf — суйфунская; N_1ud — усть-давыдовская; Pg_3nd — надеждинская; $Pg_{2-3}ug$ — угловская; T_3mn — монгугайская свита с подсвитами нижней (T_3mn_1) и верхней (T_3mn_2); P_2br — барабашская; P_2cn — чандалазская; P_1ps — поспеловская, P_1dn — дунайская. Серии: Cr_2br — коркинская; $Cr_1s\check{c}$ — сучанская; T_3k_1 — нижняя часть карнийского яруса; T_2l — ладинский ярус

ные складки и разломы. Наиболее крупный из них, проходящий в 3 *км* восточнее с. Филипповка, имеет северо-восточное простирание и представлен зоной дробления пород мощностью до 3 *м*, сложенной тектонической брекчией и глиной.

http://jurassica.ru/

Хасанская подзона

Хасанская подзона расположена в юго-западной части Приморского края. На севере она граничит с Суйфунской подзоной, а на востоке ее граница с Южно-Приморской зоной проходит в пределах Амурского залива и залива Петра Великого. Б. И. Васильев, выделивший эту подзону из состава Гродековской зоны, рассматривал ее как единую структуру, сложенную преимущественно верхнепермскими отложениями и прорывающими их позднепермскими интрузиями*. Последующими более детальными работами В. М. Чмырева и его сотрудников установлено, что Хасанская подзона разделяется на две части крупным Адиминским разломом субмеридионального простирания. Последний проходит от бухты Бойсмана по долине р. Адими, затем принимает северо-северо-восточное направление и пересекает долину р. Большой Монгугай западнее с. Овчинниково. Предполагается, что далее он имеет меридиональное простирание. Общая длина разлома около 125 *км*.

Восточная часть подзоны сложена верхнепермскими прибрежно-морскими и континентальными, в значительной мере вулканогенными отложениями, смятыми преимущественно в брахиформные складки и прорванными позднепермскими интрузиями. В западной части подзоны верхнепермские отложения достоверно не установлены. В развитых здесь геосинклинальных терригенных отложениях собраны органические остатки, указывающие лишь на их палеозойский возраст. По общему облику породы похожи на толщу, подстилающую верхнепермские отложения в Краевской подзоне, поэтому их условно считают нижнепермскими. Породы смяты в крутые линейные складки северо-западного и меридионального простирания и прорваны позднепермскими и триасовыми (?) интрузиями.

Верхний структурный этаж описываемой подзоны сложен полого-лежащими покровами верхнемеловых и кайнозойских эффузивов и континентальными отложениями, выполняющими кайнозойские тектонические впадины.

Гравитационное поле Хасанской подзоны отличается положительными аномалиями северо-восточного направления, весьма сходными с аномалиями Краевской подзоны. В отличие от последней, на поле Хасанской подзоны (в ее восточной части) накладывается эффект влияния смены континентальной коры на океаническую, что сильно сказывается на четкости отражения приповерхностных структур.

Тектонические структуры подзоны описаны по данным Б. И. Васильева, В. М. Чмырева и В. И. Подоляна.

В восточной части подзоны главной складкой является Барабашская антиклиналь (16), имеющая длину около 30 *км* (см. рис. 25). Общее простирание ее плавно изменяется от северо-северо-западного в южной части до субмеридионального в центральной и северной. На юго-востоке она обрезана крупным разломом, проходящим вдоль берега Амурского залива, на севере перекрыта кайнозойскими отложениями. Ядро антиклинали сложено владивостокской (?) или барабашской свитами. В его пределах наблюдаются дополнительные складки с крутыми, местами опрокинутыми крыльями. Восточное крыло анти-

* В последние годы выявлены среднепалеозойские, возможно, средне-позднекаменноугольные интрузии в бассейнах рек Адими, Сидеми и др. Это выдвигает вопрос о геолого-структурной принадлежности рассматриваемой территории, которая по своему геологическому строению принципиально не отличается от других районов Южно-Приморской зоны. Поэтому район распространения доверхнепермских интрузий и вмещающих их метаморфизованных пород целесообразно выделять как антиклинальную структуру, обрамляющую с запада Суйфунскую впадину, и включать вместе с последней в состав Южно-Приморской зоны.

http://jurassica.ru/

клинали осложнено сбросами и перекрыто мезозойскими отложениями. Западное крыло, сложенное барабашской или погранпетровской свитами и прорванное гранитами, падает под углом 20—70°.

К югу от р. Большой Монгугай до р. Адими широко развиты позднепермские интрузии двух ранних фаз, среди которых осадочные и вулканогенные образования сохранились в виде останцов кровли. Последние расположены согласно с общим простиранием пород и в большинстве случаев слагают ядра синклиналей. Плоско-параллельные текстуры, развитые среди интрузивных пород, согласны с простиранием осей складок во вмещающих породах.

Эти особенности указывают на то, что форма кровли батолита в целом подобна форме складчатых структур, т. е. прогибы кровли соответствуют синклинали, а поднятия — антиклиналям, что связано, по-видимому, с одновременностью внедрения интрузий ранних фаз и складкообразованием. Интрузии последней фазы позднепермского интрузивного комплекса (Занадворовский, Кедровый и Сидеминский массивы) являются постскладчатыми. Они имеют в плане изометричные очертания и располагаются дискордантно по отношению к складчатым структурам.

В Западной части Хасанской подзоны В. М. Чмырев выделяет Адиминскую синклиналь и одноименную антиклиналь (см. рис. 26, *В-В*), а на севере — Лючихезскую группу складок.

Адиминская синклиналь (17) примерно совпадает с долиной р. Адими. В южной части простирание ее северо-западное, затем постепенно изменяется на меридиональное, шарнир складки погружается к северу. Ядро синклинали сложено в южной части владивостокской (?) свитой, а крылья каменноугольно-пермскими (?) отложениями. Крылья ее крутые (40—60°), осложненные дополнительными складками. Севернее, в бассейне Большой Монгугай, восточное крыло Адиминской синклинали сложено каменноугольно-пермскими (?) отложениями, прорванными гранитами. Это крупная моноклиналь, осложненная разломами и дополнительной складчатостью. Простирание крыла в северной его части субмеридиональное с небольшим отклонением к западу и углами падения от 20 до 70°. Складки второго порядка с амплитудой от 5 до 50 *м* проявлены к западу от ключа Артиллерийского.

Лючихезская группа складок (18) меридионального простирания расположена на севере подзоны в бассейне р. Лючихеза. Одна из синклинальных складок, сложенная пермскими (?) отложениями, прослеживается от горы Пять Сопок до разлома, проходящего к северу от горы Острой. Крылья складки осложнены мелкими складками с амплитудой до нескольких десятков метров. Складки обычно узкие, с острыми замками и падением крыльев 65—90° до опрокинутых.

Адиминская антиклиналь простирается параллельно одноименной синклинали в 2—3 *км* западнее последней. В ядре ее выходят карбон-пермские (?) отложения, крылья прорваны гранитами.

К югу от р. Адими развиты в основном гранитоиды, среди которых осадочные породы сохранились лишь в виде редких разобщенных останцов в провесах кровли. И только на отдельных участках прослеживается складчатая структура.

В обрывах северного берега бухты Новгородской выдерживается падение слоев в направлении, близком к восточному, причем углы падения меняются с юго-востока на северо-запад от 50—60 до 30—35°. Падения восточных румбов наблюдаются и на п-ове Посьет. Таким образом, к востоку от долготы п-ова Посьет, по-видимому, расположено западное крыло крупной синклинальной складки субмеридионального простирания, ось которой проходит восточнее п-ова Краббе. Вторая синклинальная складка располагается к северу от пос. Краскино. Ось ее проходит в северо-северо-западном направлении от устья р. Большая Барановка до горы Перевальной, ядро сложено терригенными породами поспеловской (?), а крылья — подстилающими их вулканогенными образованиями дунайской (?) свиты. Углы падения на крыльях этой

http://jurassica.ru/

синклинали изменяются от 25 до 90°. У оз. Хасан слои поспеловской (?) свиты наклонены в основном на запад-северо-запад под углами от 30 до 60°, а вдоль железной дороги Заречье — Хасан наблюдаются углы падения как западных, так и восточных румбов.

Разрывные нарушения в Хасанской подзоне приурочены к двум основным направлениям: северо-восточному и субширотному. Наиболее крупным разрывным нарушением первого направления является сброс, прослеживающийся вдоль западного побережья Амурского залива от устья р. Суйфун до бухты Бойсмана. Этот разлом является частью регионального Нижне-Суйфунского разлома. Зона его мощностью до 1 *км* фиксируется по интенсивно рассланцованным и передробленным породам, местами изобилующим трещинами скола с подвижками различных амплитуд.

К западу от этого разлома, параллельно ему, проходит второй разлом, прослеживающийся от верховьев р. Малютинка до среднего течения р. Брусья. В северной части разлом отсекает эффузивы барабашской свиты и прорывающие их граниты от верхнетриасовых отложений. Зона дробления имеет здесь мощность 5—10 *м* и выполнена тектонической глиной и брекчией. Южнее, на участке между с. Филипповка и пос. Барабаш, этот разлом прослеживается вдоль шоссе, где по нему приведены в соприкосновение верхнепермские эффузивы и верхнетриасовые песчаники. Еще южнее зона разлома прослеживается по смещению отдельных горизонтов и дроблению пород, на отдельных участках приобретающих плойчатость.

Наиболее крупные разломы субширотного простирания совпадают с долинами рек Большой Монгугай и Сидеми. Более мелкие разрывные нарушения прослежены в долине ключа Медвежьего и в ряде других мест.

В южной части подзоны наиболее крупная зона смятия развита в бассейне р. Янчихе, где наблюдается будинаж пермских эффузивов и прорывающих их даек гранит-порфиров. В результате этого образовались зоны смятия, совпадающие по направлению с напластованием пород и состоящие из листоватых «зеленых» сланцев, среди которых в виде различных по величине линз (от 10 *см* до 1—2 *м*) сохранились нерассланцованные породы. Гранитоиды сильно трещиноваты, системы трещин имеют меридиональное, северо-восточное и северо-западное простирание.

Направление даек аплитов, пегматитов и кварцевых порфиров преимущественно широтное и меридиональное. Такой же характер трещиноватости наблюдается в стратифицированных пермских образованиях и указывает на господствовавшее в то время широтное боковое сжатие.

В ряде пунктов (верховья р. Большая Барановка, Наймикорская падь, правобережье р. Тизинхе и др.) среди гранитоидов прослеживаются узкие зоны смятия шириной от 5 до 200 *м*, в которых породы огнейсованы, иногда рассланцованы. Границы зон нерезкие, переходы между нормальными и рассланцованными гранитами постепенные.

Изложенное позволяет сделать вывод, что динамометаморфизм проявился уже после внедрения интрузий, которые затронуты им в такой же мере, что и пермские отложения.

Позднемеловые и кайнозойские структуры

Вулканогенно-осадочный чехол в Западно-Приморской зоне представлен верхнемеловыми и палеогеновыми эффузивами, кайнозойскими отложениями и покровами неогеновых базальтоидов.

http://jurassica.ru/

Верхнемеловые и палеогеновые эффузивы имеют ограниченное распространение в южной части Краевской подзоны и в Хасанской подзоне. В большинстве случаев они залегают почти горизонтально и лишь вблизи разломов наклонены под углами от 10—15 до 35°.

Палеогеновые и миоценовые отложения (майтунская, назимовская, угловская, надеждинская и усть-давыдовская свиты) широко развиты в Суйфунской и Хасанской подзонах, где они выполняют ряд тектонических впадин.

В пределах Суйфунской подзоны расположены следующие впадины: Западная часть Чихезской, Галенковская, Воздвиженская, Борисовская, Пушкинская и северная часть Николаевской (см. рис. 25).

Чихезская (1) и Галенковская (2) впадины расположены севернее Корфовско-Дубининского поднятия и вытянуты в широтном направлении. Чихезская впадина, описанная выше (см. Ханкайский массив), выполнена надеждинской и усть-давыдовской свитами, в Галенковской впадине развита в основном усть-давыдовская свита (нижний — средний миоцен). Длина Галенковской впадины до 40 *км*, ширина до 10 *км*, максимальная глубина 150 *м*.

К югу от упомянутого выше поднятия находится Воздвиженская впадина (3) с ее восточным продолжением — Раковской впадиной (4), развившейся на структурах Ханкайского массива. Общая длина обеих впадин 45 *км*, ширина до 10 *км*, глубина до 40 *м*. Впадины выполнены в основном усть-давыдовской свитой.

Центральная часть Суйфунской подзоны представляет собой крупную впадину, на севере соединяющуюся с Воздвиженской, а на востоке с впадинами Супутинской подзоны. Общая длина этих впадин с севера на юг около 50 *км*, с запада на восток до 25 *км*. Северная часть этой общей впадины называется Борисовской (5), южная — Пушкинской (6). Впадины изучены слабо, они выполнены усть-давыдовской свитой, но на отдельных участках не исключено наличие надеждинской свиты. Максимальная установленная глубина впадин 450 *м*.

Николаевская впадина (7) является частью крупной депрессии Амурского залива. Разломы, ограничивающие эту депрессию, отчетливо прослеживаются на обоих берегах залива. На восточном берегу это сброс, проходящий вдоль северо-западного берега п-ова Муравьева-Амурского и затем прослеживающийся на о. Русском; на западном — Нижне-Суйфунский разлом. Впадина состоит из двух мульд, разделенных в низовьях р. Амбы брахиантиклинальным поднятием. Северо-восточная мульда, к которой приурочено Федоровское буроугольное месторождение, характеризуется пологим залеганием слоев и широким развитием разрывных нарушений северо-восточного простирания. Мульда открывается на север, сливаясь, по-видимому, с палеоген-неогеновой мульдой низовьев р. Суйфун. Юго-западная мульда представляет собой северную часть крупной брахисинклинальной структуры северо-восточного простирания, открывающейся на юг и восток. Залегание слоев в этой структуре в целом довольно пологое (5—15°), причем наблюдается закономерное увеличение углов падения по направлению к бортам мульды, в которых наклон слоев иногда достигает 40—45° (на левом берегу р. Большой Монгугай). Местами наблюдается мелкая дополнительная складчатость. Простирания слоев в общем плане повторяют конфигурацию борта мульды. В районе с. Або известны разрывные нарушения с перемещением палеогеновых слоев на 5—10 *м* по вертикали и имеющие субширотное простирание. Резкое увеличение углов падения (до 40—45°) у борта депрессии может служить указанием на наличие сброса в мезозойском фундаменте, в результате чего в палеогеновых и миоценовых отложениях развиваются отраженные складки.

В пределах Хасанской подзоны расположены Адиминская, Верхне-Сидеминская, Хасанская (Краскинская) и Хунчунская впадины (см. рис. 8).

Адиминская впадина (30) простирается вдоль берега Амурского залива к югу от Николаевской впадины и подразделяется на две части — северную и южную.

Северный участок располагается между устьями рек Большой Монгугай и Сидеми. Угловская свита (эоцен — олигоцен) почти полностью перекрыта здесь четвертичными отложениями и устанавливается по данным буровых скважин и разобщен-

http://jurassica.ru/

ным обнажениям на побережье Амурского залива. На этом участке палеогеновые отложения залегают в опущенном тектоническом блоке, представляющем собой часть Амурской депрессии. Непосредственного контакта их с палеозойскими и мезозойскими образованиями не наблюдается, однако прямолинейный характер края депрессии, развитые вдоль него мощные зоны смятия, а также сильная дислоцированность указывают на тектонический характер этого сочленения.

Породы, обнажающиеся в береговых обрывах к юго-западу от устья р. Кедровой, имеют общее падение на запад-северо-запад под углами от 40 до 80° и разбиты разломом северо-восточного простирания. Зона дробления этого разлома имеет мощность до 20 *м* и выполнена тектонической брекчией, состоящей из глыб палеогеновых пород размером 2—3 *м*. Простирание зоны дробления на СВ 50°. Крутые падения отложений верхнего эоцена — нижнего олигоцена, но уже в обратном направлении (по азимуту 50° и под углом 30°) наблюдаются в низовьях р. Сухая Речка.

Южный участок, располагающийся между низовьями рек Сидеми и Рязановка, характеризуется широким развитием вулканогенных фаций эоцена, олигоцена и миоцена. По условиям залегания пород и характеру их сочленения с палеозойскими образованиями этот участок сходен с северным, однако отличается от него меньшей глубиной залегания фундамента (в западной части несколько десятков метров). Здесь внутри палеогеновых и миоценовых образований имеются несогласия, выражающиеся в большей дислоцированности отложений верхнего эоцена — нижнего олигоцена по сравнению с полого лежащими покровами миоценовых эффузивов. Углы наклона последних составляют обычно 5—10°, лишь изредка увеличиваются до 25—30°, в то время как в отложениях верхнего эоцена — нижнего олигоцена встречаются углы падения до 40°.

Крупных разрывных нарушений на южном участке не установлено, однако широкое развитие разновозрастных эффузивов (от эоцена до миоцена) может служить указанием на принадлежность его к активной тектонической зоне.

Верхне-Сидеминская впадина (31) располагается в верхней части бассейна р. Сидеми и представляет собой межгорную котловину. Она вытянута в широтном направлении на 18 *км* при максимальной ширине 10 *км*. Глубина залегания фундамента в центре депрессии, исходя из мощности и условий залегания пород, 150—200 *м*. Северо-западное крыло впадины оборвано разломом с вертикальной амплитудой 200—250 *м*. Вулканические породы, слагающие нижнюю часть разреза впадины, падают на северо-восток под углами порядка 20—25°. Эоцен-олигоценовые отложения залегают несогласно как на эффузивах, так и на верхнепалеозойском фундаменте. В большей части впадины они падают к ее центру под углами от 15 до 35°, а простирания обычно повторяют ее конфигурацию. Исключением является северо-западное крыло впадины, где наблюдаются падения северных румбов вплоть до зоны разлома, по которму они контактируют с позднепермскими гранитами. Миоценовые эффузивы характеризуются пологим залеганием покровов с наклонами к центру впадины, редко превышающими 10—15°.

В верховьях р. Большой Монгугай имеется небольшая впадина северо-западного простирания длиной 6 *км*, шириной 3 *км*. Палеогеновые и нижне-среднемиоценовые отложения залегают здесь на меловых, падая к центру депрессии под углами 10—20°. В центре впадины залегает практически недислоцированный покров миоценовых дацитов. Две небольшие впадины, расположенные на водоразделе близ горы Синий Утес, имеют аналогичное строение.

Хасанская (Краскинская) впадина (32) вытянута в широтном направлении на 20 *км* при ширине 10 *км*. Она выполнена эоценовыми, олигоценовыми и миоценовыми отложениями и, судя по их суммарной мощности, ее глубина достигает 1300 *м*. Углы падения палеогеновых отложений на крыльях впадины 10—20°, вблизи разломов до 40°. Местами наблюдаются дополнительная волнистость и флексурообразные перегибы. Миоценовые отложения залегают более полого (3—5°). Многочисленные сбросы северо-восточного и северо-западного направлений обычно имеют небольшую (первые десятки метров) амплитуду.

Хунчунская впадина (33) является продолжением к западу Хасанской, от которой отделена выступом фундамента. Большая часть впадины находится в пределах Китая.

Неогеновые базальтоиды, верхнемиоценовые и плиоценовые отложения (усть-суйфунская, суйфунская, сандуганская и шуфанская свиты) в пределах Западно-Приморской зоны залегают практически горизонтально.

Южно-Приморская зона

Южно-Приморская зона расположена к югу от Ханкайского массива, Даубихинской зоны и Главного антиклинория, к востоку от Западно-Приморской зоны, к западу от Главного синклинория и При-

https://jurassica.ru/

брежной зоны. В пределах шельфа южная часть описываемой зоны затоплена водами Японского моря. Границами зоны служат структурные швы или крупные разломы: на севере Южно-Ситохэ-Алинский, на востоке — Центральный Сихотэ-Алинский, на западе Нижне-Суйфунский и на юге разлом, проходящий вдоль континентального склона. Общая площадь зоны в пределах суши 10 600 *км*^{2} (6,4% площади края), а вместе с шельфом 18 700 *км*^{2}.

Южно-Приморская зона на тектонических схемах П. Н. Кропоткина (1953, 1955) и Н. А. Беляевского (1956) не выделялась. П. Н. Кропоткин в пределы Южного Приморья продолжал выделенные на Сихотэ-Алине Даубихинскую синклинальную зону и Главный антиклинорий. Между ними он помещал Муравьевский антиклинорий, а восточнее последнего — Сучанскую синклинальную зону. На тектонической схеме Н. А. Беляевского южное окончание Даубихинской зоны проведено восточнее Муравьевского антиклинория, примерно на широте Уссурийска выделена зона мезозойского погружения антиклинальных структур и показан Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. Таким образом, на этой схеме подчеркнута индивидуальность Южного Приморья. И. И. Берсенев (1959) отделил Южное Приморье от Сихотэ-Алиня Южно-Сихотэ-Алинским структурным швом. Термин Южно-Приморская область (или зона) был введен им же в 1960 г. и в дальнейшем принят большинством исследователей. Геофизические работы в пределах Южно-Приморской зоны проводили В. А. Симонова (1958 и 1959 гг.), Е. А. Васильев, Н. Н. Доманов (1959 г.), Ю. М. Антонов (1958 г.) и др.

Описываемая зона сложена средне- и верхнепалеозойскими отложениями, прорванными соответственно среднепалеозойскими и позднепермскими интрузиями. На палеозойских породах с резким угловым несогласием залегают морские и континентальные мезозойские отложения, разрез которых в единичных случаях начинается с самых верхов перми. Мезозойские отложения выполняют наложенные впадины, где они обычно смяты в простые брахиформные складки и лишь вблизи разломов сильно дислоцированы.

Верхнемеловые и кайнозойские отложения в большинстве случаев залегают резко несогласно на более древних породах и слагают слабо нарушенные или лежащие горизонтально покровы эффузивов, а континентальные отложения выполняют кайнозойские впадины. Описание структур, сложенных позднемеловыми и кайнозойскими отложениями, приведено в конце раздела. Южно-Приморская зона подразделяется на пять структурно-фациальных подзон (с запада на восток): Супутинскую, Муравьевский антиклинорий, Сучано-Даданьшаньскую, Дунайско-Сучанскую и Сучано-Судзухинский антиклинорий.

Супутинская подзона

Описываемая подзона расположена в западной части зоны и представляет собой мезозойскую впадину, наложенную на складчатый фундамент. От смежной с ней Суйфунской подзоны она отличается меньшей глубиной, вследствие чего в ядрах отдельных антиклинальных структур на поверхности выступает палеозойский фундамент.

Супутинская подзона со всех сторон ограничена разломами — с севера Южно-Сихотэ-Алинским, с запада Нижне-Суйфунским, с востока — Муравьевским (см. рис. 25). На юге она выклинивается в пределах Амурского залива.

http://jurassica.ru/

Гравитационное поле Супутинской подзоны разко отличается от поля смежной Суйфунской подзоны интенсивным увеличением аномалий, имеющим здесь полосовой характер и преимущественно северо-восточное направление. В результате данная подзона представлена серией больших или меньших максимумов силы тяжести, понижающихся, лишь на участках развития кайнозойских осадков. Магнитные аномалии слабоинтенсивны, изменяются в небольших пределах и не имеют определенной ориентировки. Общий уровень поля близок к нормальному.

Тектонические структуры этой подзоны описаны по материалам Б. И. Васильева, А. И. Бураго, А. Ф. Крамчанина и Н. Г. Мельника.

Южный Сихотэ-Алинский шов у северной окраины Уссурийска четко прослеживается в виде разлома, проходящего в широтном направлении вдоль южных склонов горы Видной (см. рис. 23, *Г-Г*). Описываемый разлом представлен зоной дробления, падающей на север под углом 10—30°. Северный блок, принадлежащий Ханкайскому массиву, сложен верхнепротерозойскими отложениями, перекрытыми пермскими эффузивами. Последние дислоцированы слабо. Южнее разлома залегают верхнетриасовые, юрские и меловые отложения, смятые в крутые, местами опрокинутые складки субширотного простирания, разбитые разломами второго порядка. К югу от шва дислоцированность мезозойских отложений уменьшается. На расстоянии 4—5 *км* к югу от него в субширотном направлении проходит ось Восточной Никольской синклинали (19). Ядро складки выполнено коркинской, крылья — сучанской сериями. Складка косая, северное крыло падает под углом 45—50°, южное — 15—30°. Крылья осложнены мелкими дополнительными складками и разбиты субмеридиональными разломами. Далее располагается серия складок, общая характеристика которых приведена ниже.

В районе с. Раковка расположена одноименная группа брахискладок (20). Ядра брахисинклиналей сложены юрскими, местами нижнемеловыми отложениями, крылья — триасовыми. Эти складки имеют длину 10—15 *км*, ширину 3—5 *км*, углы падения на крыльях 10—15°, а вблизи разломов до 60° и круче.

Южнее, в бассейне р. Супутинка, мезозойские отложения несогласно перекрыты кайнозойскими осадками, выполняющими Глуховскую тектоническую впадину (8). С юго-востока к ней примыкает группа складок северо-восточного простирания: Чертовская антиклиналь (21), Средне-Супутинская антиклиналь (22), Кондратенковская брахисинклиналь (23). Длина складок 10—18 *км*, ширина 2—3 *км*, падения крыльев 25—60°, местами крылья осложнены разломами. Ядра антиклинальных складок сложены преимущественно триасом, местами обнажается пермь, синклинали выполнены юрскими отложениями.

Южнее находится Большая Поповская брахисинклиналь (24) северо-восточного простирания длиной 12 *км* и шириной 6 *км*, ядро ее выполнено юрскими отложениями. Северо-западное крыло складки пологое (12—15°, реже до 40°), юго-восточное — крутое (70—90°), здесь же имеется зона смятия мощностью до 1 *км* с множеством мелких разломов. Описываемая брахисинклиналь осложнена четырьмя синклиналями и тремя антиклиналями второго порядка, крылья которых гофрированы и разбиты разломами.

Западнее расположены две небольшие брахисинклинали — Северо-Раздольненская и Южно-Раздольненская, сложенные верхним триасом.

Восточнее Большой Поповской и Кондратенковской складок находится Супутинская кайнозойская впадина (9), к которой с востока подходит Волхашинская брахиантиклиналь (25), сложенная в ядре пермскими отложениями. На юго-востоке Большая Поповская брахисинклиналь по разлому граничит с Каменушинской брахиантиклиналью (26) северо-восточного простирания длиной 30 *км* и шириной до 20 *км*. Ядро ее сложено верхней пермью, а крылья — триасом. Эта складка осложнена системой складок второго порядка и разбита разломами.

Южнее расположена Поповская брахисинклиналь (27) размером 4×4 *км*, отделенная разломом от Кипарисовской брахиантиклинали (28).

Последняя является самой южной в рассматриваемой части Супутинской подзоны. Простирание складки восток-северо-восточное, длина около 20 *км*, ширина до 10 *км*. В ее ядре обнажаются палеозойские граниты, крылья сложены триасом. На своде складки триасовые отложения залегают на гранитах с углами падения 3—20°, в удалении от него падения возрастают до 30—60°. Северное крыло брахи-

http://jurassica.ru/

антиклинали в верховьях р. Пачихеза осложнено небольшой антиклиналью северо-западного простирания, а северо-восточное — субмеридиональной антиклинальной складкой.

Юго-восточнее Артемовской впадины (12) расположены Шмидтовская, Подгородненская (29) и Суражевская (30) брахисинклинали. Первая из перечисленных складок большей частью перекрыта кайнозойскими отложениями или погружена под воды Амурского залива. Северо-западное крыло складки обнажено на п-ове Речном, где триасовые и нижнемеловые отложения падают на юго-восток под углами 15—45° (см. рис. 26).

Подгородненская брахисинклиналь расположена в северо-западной части п-ова Муравьева-Амурского и имеет длину 15 *км* при ширине до 5 *км*. На юге складка оборвана широтным разломом, совпадающим с долиной р. Лянчихе, вдоль юго-восточного крыла проходят два разлома. Юго-Восточный разлом, отграничивающий данную структуру от Муравьевского антиклинория, является частью Муравьевского надвига. На этом участке он представляет собой надвиг и одновременно левосторонний сдвиг с амплитудой горизонтального перемещения до 10 *км*. Западный разлом имеет небольшую (первые сотни метров) амплитуду перемещения. Породы, залегающие между этими разломами, наиболее приподняты в северо-восточной части «тектонического клина», где на поверхность выходят граниты. На них с размывом залегает верхняя пермь, перекрытая триасом. Углы падения пород в этом блоке достигают 30°. Северо-западное крыло Подгородненской брахисинклинали перекрыто кайнозойскими отложениями или затоплено водами Амурского залива и доступно наблюдению лишь на п-ове Де-Фриз и мысах Фирсова и Раздельном. Описываемая брахисинклиналь сложена сучанской, а ее ядро выполнено коркинской сериями. В ядре породы залегают спокойно, с углами падения 10—30°, на крыльях наблюдаются флексурообразные перегибы, где углы падения достигают 45°. Вблизи разломов появляются мелкие складки с амплитудой до 5 *м* и углами падения до 70°.

Суражевская брахисинклиналь (30) примыкает с запада к Муравьевскому антиклинорию. Длина ее северной части, не перекрытой кайнозойскими отложениями, 10 *км* при ширине до 8 *км*. Складка выполнена нижнемеловыми отложениями, крылья сложены триасом. Углы падения крыльев 40—45°. Оба крыла складки осложнены двумя почти параллельными разломами. Северо-западный разлом изучен мало, а юго-восточный представляет собой взброс или надвиг, по которому триас надвинут на меловые отложения. Сместитель представлен зоной дробления мощностью до 3 *м*, падающей на юго-восток под углом 55° (по единичным замерам).

Северо-восточная часть Супутинской подзоны перекрыта верхнемеловыми и кайнозойскими эффузивами.

Подзона Муравьевского антиклинория

Муравьевский антиклинорий, расположенный в пределах п-ова Муравьева-Амурского и прилегающих к нему островов, продолжается на северо-восток до Южно-Сихотэ-Алинского шва и на юго-запад, по-видимому, до континентального склона. Общая длина антиклинория около 190 *км*, ширина 7—15 *км*. С прилегающей с запада Супутинской подзоной антиклинорий граничит по надвигам или взбросам, от Майхинской впадины отделен сбросами. Северо-восточная часть антиклинория перекрыта позднемеловыми и кайнозойскими эффузивами, характер его границы с Сучано-Даданьшаньской подзоной не установлен. Структуры антиклинория описаны по данным Б. И. Васильева и Н. Г. Мельника.

Часть Муравьевского антиклинория, приуроченная к полуострову, фиксируется высокими аномалиями силы тяжести полосового типа и северо-восточного направления. В сторону развития эффузивов поле значительно понижается, теряет первоначальную продольную зональность и по сути уже не отражает рассматриваемую структуру. Магнитное поле антиклинория неоднородно: в пределах полуострова оно спокойное и слабо повышенное, при переходе в область эффузивов аномалии резко меняются и приобретают изрезанный характер.

http://jurassica.ru/

Муравьевский антиклинорий состоит из нескольких кулисообразных складок, расположенных под острым углом к окаймляющим его разломам (см. рис. 25). На п-ове Муравьева-Амурского и прилегающих к нему островах главной складкой является Владивостокская антиклиналь (31). Самые глубокие части складки и всего антиклинория находятся на о. Русском, где в его ядре обнажаются сланцы и гнейсы путятинской (?) свиты, условно относимой к среднему палеозою. К северу шарнир складки погружается. Свод антиклинория сложен пермскими отложениями, а крылья — триасом. Описываемый антиклинорий представляет собой асимметричную коробчатую структуру с пологим сводом. Восточное крыло его на значительном протяжении оборвано сбросами и скрыто под водами Уссурийского залива. На о. Русском и у Владивостока триасовые отложения залегают несогласно на гранитах и перми с углами падения 5—10°. Западное крыло антиклинория крутое, местами опрокинутое. Широко развитые дополнительные складки имеют длину от 50 *м* до 2 *км* и повторяют в общем очертания антиклинория. Своды их пологие, крылья крутые, в ряде случаев опрокинутые. Описание наиболее крупных складок приведено ниже.

Лянчихинская синклиналь (32) расположена северо-западнее Владивостокской антиклинали и прослеживается на 25 *км* от нижнего течения р. Лянчихе до северного побережья Уссурийского залива, продолжаясь, вероятно, далее на северо-восток (см. рис. 26, *Д-Д*). Складка шириной 2—3 *км* сложена чандалазской свитой (верхняя пермь) и позднепалеозойскими интрузиями. Синклиналь прямая с падением крыльев 30—40°.

Артемовская антиклиналь (33) длиной 25 *км* отделена от Лянчихинской складки разломом, а на северо-западе по Муравьевскому надвигу граничит с Супутинской подзоной. На северо-востоке она оборвана сбросом, ограничивающим Майхинскую впадину. Антиклиналь сложена владивостокской свитой, прорванной позднепермскими гранитами. Складка прямая с падением крыльев под углами 60—70°. Свод антиклинали имеет уплощенную форму, шарнир ее полого погружается на северо-запад.

Синклиналь ручья Глубокого (34) почти полностью погребена под аллювием р. Майхе. Обнажается только часть ее северо-западного крыла, падающего под углом 50—60°.

Майхинская антиклиналь (35) находится северо-восточнее, в бассейне р. Майхе, и сложена верхнепермскими отложениями. Она состоит из серии узких крутых складок второго порядка. Самая большая из них — антиклинальная, прослеживающаяся от ручья Ржавого через гору Известковую на водораздел рек Сица и Майхе. Ось ее почти прямолинейная и имеет северо-восточное простирание (45°). Складка несколько асимметрична, падение северо-западного крыла 50—65°, юго-восточного 65—80°.

Разрывные нарушения в пределах Муравьевского антиклинория по возрасту подразделяются на три группы. Наиболее древними являются северо-восточные надвиги, взбросы и сдвиги, развивающиеся вдоль крыльев складок. Амплитуда вертикального перемещения по ним достигает 2 *км*, а горизонтального — до 10 *км*. Субмеридиональные сбросы имеют ограниченное развитие. Падения их близки к вертикальным, амплитуда перемещения до 500 *м*. Сместители обоих типов разломов представлены зонами дробления и перетирания пород мощностью до 20 *м*, в которых заключены обломки пород размером 1—7 *м*, тектоническая глина, реже зоны милонитов. Субширотные и северо-западные сбросы смещают разломы вышеописанных типов. Один из наиболее крупных сбросов расположен по долинам рек Шамора и Черная Речка. Он представляет собой зону дробления мощностью 14 *м* с падением на СВ (30—50°) под углом 75—80°. Амплитуда вертикального смещения по разрыву достигает 400 *м*. Другие нарушения этого типа также имеют крутое, часто вертикальное падение. Зоны разломов выполнены довольно грубыми тектоническими брекчиями с крупностью обломков не менее 2 *см* и небольшим количеством тектонической глины.

http://jurassica.ru/

Сучано-Дадаиьшаньская подзона

Рассматриваемая подзона, занимающая значительную часть Южно-Приморской зоны, уходит на юго-западе в пределы Уссурийского залива. Как и Супутинская, данная подзона является наложенной впадиной, выполненной мезозойскими отложениями, смятыми в складки северо-восточного простирания, оси которых погружаются в том же направлении.

Гравитационное поле Сучано-Дадаиьшаньской подзоны характеризуется местным значительным понижением, довольно четко отграниченным от поля смежных Муравьевского и Сучано-Судзухинского антиклинориев. В пределах подзоны наблюдаются аномалии различной конфигурации и направления от северо-западного до северо-восточного. Преобладают плавные почти изометричные аномалии. Магнитное поле не образует каких-либо характерных зон: над осадочными породами оно нормальное, а в области изверженных и интрузивных — знакопеременное и изрезанное. Подзона описана по материалам Б. И. Васильева и Б. Д. Чемериса.

В западной части подзоны расположены Ново-Васильковская, Петровская и Промысловская брахисинклинали и Пинканская брахиантиклиналь. Эти складки в плане имеют форму дуг, обращенных выпуклостью на запад (рис. 27).

На северо-западе подзоны расположена Ново-Васильковская брахисинклиналь (1), граничащая с Майхинской впадиной. Складка выполнена сучанской серией, а крылья сложены триасом. Складка прямая, углы падения ее крыльев 10—30°, западное крыло осложнено дополнительной складкой, разрывные нарушения развиты слабо и имеют небольшие амплитуды. С юга эта складка оборвана субширотным разломом, отделяющим ее от Петровской брахисинклинали (2), расположенной вдоль берега Уссурийского залива. Ядро Петровской брахисинклинали сложено коркинской серией, а крылья — сучанской серией, юрой и триасом. Центральная часть складки, находящаяся в низовьях рек Кангауз и Шитухе, имеет длину 8 *км* при ширине 4—6 *км*. Здесь породы наклонены к центру структуры под углами 5—15°. В северной части складка косая с крутым (50—60°) северо-западным крылом и более пологим (20—30°) юго-восточным (рис. 28, *А-А*). В южной части брахисинклиналь осложнена дополнительными складками и разломами. Центральная часть описываемой структуры наблюдается близ бухты Подъямпольского, а замыкается складка в 2—3 *км* южнее мыса Чиган.

Пинканская брахиантиклиналь (3) простирается от п-ова Дунай в северо-восточном направлении на 30 *км* и периклинально замыкается в бассейне р. Кангауз. На юге в ядре складки обнажаются пермские отложения, далее на север — триасовые, крылья сложены соответственно триасом, юрой и мелом. Складка косая, падение северо-западного крыла 15—20°, юго-восточного 30—60° (см. рис. 28, *В-В*). В ядре складки шириной от 1 до 4 *км* простирание пород невыдержанное, а падение достигает 20°.

Промысловая брахисинклиналь (4) расположена восточнее Пинканской складки и имеет длину 25 *км* при ширине до 7,5 *км*. Брахисинклиналь выполнена юрскими и меловыми отложениями, залегающими обычно полого (5—10°). Местами наблюдается дополнительная складчатость, вызывающая более крутые (до 40°) углы падения пластов. В северной части складки вдоль ее восточного крыла проходит разлом, представляющий собой зону дробления мощностью до 40 *м*, пронизанную многочисленными кварцевыми жилами. Вблизи разлома углы падения пластов увеличиваются до 90°.

Восточнее находится Домашлинская антиклиналь (5); оба крыла которой оборваны разломами. Это гребневидная складка с крутыми (50—80°) крыльями (см. рис. 28, *Б-Б*). К северо-востоку расположена широкая и пологая Горбушинская брахисинклиналь (6), выполненная юрскими отложениями. В центральной части складки простирания слоев не выдержаны, а падения не превышают 10°. На крыльях имеются складки второго порядка и падения слоев возрастают до 45°.

Внутреннюю часть описываемой подзоны занимает Кангаузская брахисинклиналь (7), сложенная верхнемеловыми отложениями, имеющая длину более 45 *км* и ширину до 30 *км*. На севере складка перекрыта верхнемеловыми эффузивами и неогеновыми базальтами. Простирания пород на крыльях брахисинклинали плавно изменяются от северо-восточного до широтного и северо-западного, углы па-

http://jurassica.ru/

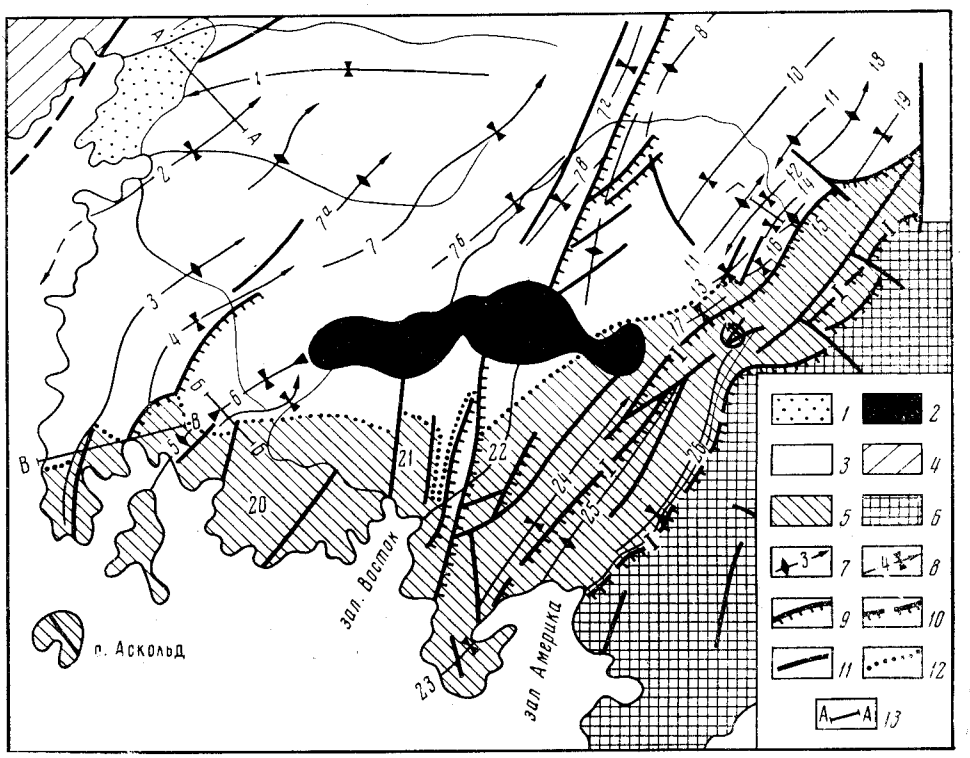


Рис. 27. Схематическая тектоническая карта центральной части Южно-Приморской зоны (по Б. И. Васильеву и Б. Д. Чемерису)

1 — Майхинская кайнозойская впадина; *2* — Пиданская интрузия позднемеловых гранитоидов; *3* — Сучано-Дададаньшаньская подзона; *4* — подзона Муравьевского антиклинория; *5* — Дунайско-Сучанская подзона; *6* — Сучано-Судзухинский антиклинорий; *7* — оси антиклинальных складок и направление погружения их шарниров, номер складки по списку; *8* — то же, синклинальных складок; *9* — надвиги установленные; *10* — то же, предполагаемые; *11* — прочие разломы; *12* — седиментационные границы между структурно-фациальными подзонами; *13* — направление геологических разрезов, показанных на рис. 28

Крупные разломы: I — Сучанский надвиг и Восточно-Сучанский надвиг. Складчатые структуры: *1* — Ново-Васильковская; *2* — Петровская; *3* — Пинканская; *4* — Промысловская; *5* — Домашлинская; *6* — Горбушинская; *7* — Кангаузская (а—г — складки второго порядка); *8* — Бархатная; *9* — Фанзовская; *10* — Белопадинская; *11* — Водораздельная (Медведевская); *12* — Коркинская; *13* — Остросопковская; *14* — Большая, *15* — Центральная (Казанкинская); *16* — Третья; *17* — Северо-Чандалазская (Чандалазская); *18* — Сучанская; *19* — Сергеевская; *20* — Тафуинская; *21* — Ново-Литовская; *22* — Таудеминская; *23* — Находкинская; *24* — Чандалазская; *25* — Правобережная; *26* — Краснопольская

http://jurassic.ru/

дения 5—10° и, как исключение, до 60°. Крылья описываемой брахисинклинали осложнены складками второго порядка (7а—7г) и разбиты разломами.

К востоку от Кангаузской брахисинклинали расположены Бархатная антиклиналь и Фанзовский горст. Бархатная (Бровничанская) антиклиналь (8) имеет субмеридиональное простирание с двусторонним погружением шарнира.

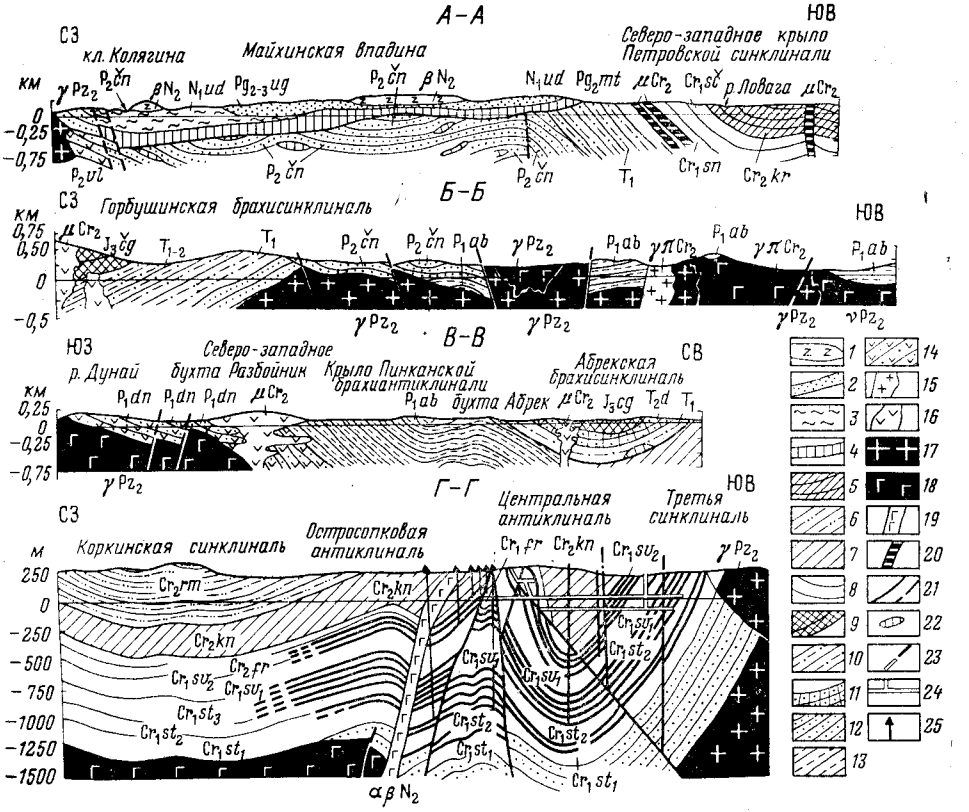


Рис. 28. Геологические разрезы через Южно-Приморскую зону: *А-А* — в бассейнах рек Цимухе и Ловага (по Н. Г. Мельнику); *Б-Б* — в районе бухты Анна (по Б. И. Васильеву); *В-В* — по линии п-ов Дунай — бухта Абрек (по Б. И. Васильеву); *Г-Г* — по левобережью р. Малая Сица (поле сучанской шахты № 20, по Г. В. Кузнецову с дополнениями И. И. Берсенева)

1 — плиоценовые базальты (βN_2); *2* — песчаники, алевролиты, аргиллиты, лигниты; *3* — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, бурые угли; *4* — то же и углистые аргиллиты; *5* — «шоколадные» и «узорчатые» песчаники, алевролиты, туфы; *6* — туфогенные «шоколадные» песчаники и алевролиты; *7* — «узорчатые» песчаники и алевролиты, гравелиты, конгломераты; *8* — песчаники, алевролиты, аргиллиты; *9* — песчаники и конгломераты; *10* — песчаники и алевролиты; *11* — аркозовые песчаники; *12* — туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты, туфы; *13* — аркозовые песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы; *14* — порфириты, кварцевые порфиры, их туфы, туфоконгломераты и туфобрекчии; *15* — позднемеловые гранит-порфиры ($\gamma\pi Cr_2$); *16* — позднемеловые порфириты (μCr_2); *17* — среднепалеозойские гранитоиды (γPz_2); *18* — среднепалеозойские габброиды (νPz_1); *19* — дайки неогеновых андезито-базальтов ($\alpha\beta N_2$); *20* — дайки позднемеловых порфиритов (μCr_2); *21* — пласты каменных углей в сучанской серии; *22* — линзы известняков; *23* — разрывные нарушения; *24* — подземные горные выработки; *25* — буровые скважины.

Свиты: N_1ud — усть-давыдовская; $Pg_{2-3}ug$ — угловская; Pg_2mt — майтунская; Cr_2kr — коркинская серия со свитами романовской (Cr_2rm) и кангаузской (Cr_2kn); $Cr_1s\check{c}$ — сучанская серия со свитами северосучанской и старосучанской, разделенными на подсвиты: френцевскую (Cr_1fr), среднюю северосучанскую (Cr_1sv_2), нижнюю северосучанскую (Cr_1sv_1), верхнюю старосучанскую (Cr_1st_3), среднюю старосучанскую (Cr_1st_2), нижнюю старосучанскую (Cr_1st_1); J_3cg — чигаловская; J_3st — шитухинская; T_2a — анизийский ярус; $P_2\check{c}n$ — чандалазская, P_1ab — абрекская, P_1dn — дунайская

На юге в ее ядре обнажается верхняя пермь, на крыльях залегают сучанская и коркинская серии. Это узкая прямая складка с углами падения крыльев в южной части 65—75°, в северной 45—75°. Восточное крыло осложнено продольным разрывом.

Фанзовский горст (9) находится южнее Бровничанской антиклинали. С Кангаузской брахисинклиналью он граничит по серии разломов (вероятно, надвигов). Горст сложен предположительно среднепалеозойскими гранитами и перекры-

https://jurassica.ru/

вающими их верхнепермскими отложениями. Последние смяты в мелкие складки с углами падения крыльев 40—80°, усложненные гофрировкой. Гранитный массив раздроблен, породы местами превращены в катаклазиты.

Восточная часть подзоны, расположенная между Фанзовским горстом и Сучанским надвигом, сложена меловыми отложениями, перекрытыми на севере вулканогенными толщами. Эта площадь шириной около 15 *км* заполнена сложной системой складок северо-восточного простирания, разбитых многочисленными разломами.

В северо-западной части рассматриваемой площади находится Белопадинская синклиналь (10), имеющая длину до 40 *км* при ширине до 10 *км*. Ядро складки выполнено коркинской серией, а крылья сучанской серией. Юго-восточное крыло ее осложнено многочисленными разломами и прорвано экструзиями и небольшими интрузиями. На этом крыле породы залегают моноклинально под углом 15—25°, местами наблюдаются флексуры. Северо-западное крыло падает под углом 30—40°.

Водораздельная (Медведевская) антиклиналь (11) в ядре сложена палеозоем, на крыльях меловыми отложениями. Складка прямая, крылья падают под углами 35—55°, имеется много продольных и поперечных разломов и мелкие дополнительные складки. В северной части складки ее крылья более пологие (15—35°).

Коркинская синклиналь (12) является одной из главных структур района. Она выполнена верхнемеловыми отложениями, имеет пологое днище, шарнир ее полого погружается на юго-запад, крылья падают под углами 30—70°. Вследствие дополнительных складок падения пород в ядре синклинали 10—25°.

Юго-восточное крыло Коркинской синклинали в южной части Сучанского угленосного бассейна осложнено узкими линейными складками, образование их связано с надвигами, главнейшим из которых является Сучанский. На этом участке насчитывается до 10 складок, из них наиболее крупные: Остросопковская антиклиналь (13), Большая синклиналь (14), Центральная (Казанкинская) антиклиналь (15), Третья синклиналь (16).

Все эти складки имеют северо-восточное простирание, шарниры их погружаются на северо-восток, осевые поверхности в профиле располагаются веерообразно с общим опрокидыванием у большинства складок на юго-восток. Крылья складок крутые (75—80° до опрокинутых). В ядрах антиклиналей обнажаются среднепалеозойские (?) гранитоиды, пермь или нижний мел, ядра синклиналей сложены меловыми отложениями. Складки разбиты большим количеством продольных и поперечных разломов с амплитудами у продольных до 250 *м*, у поперечных до 100 *м*.

Юго-восточнее Третьей синклинали расположена Чандалазская синклиналь (17), сложенная верхней пермью. Складка косая, падение северо-западного крыла 40—70°, юго-восточного 20—40°.

Сучанский надвиг имеет северо-восточное направление и длину до 80 *км*. К западу от надвига распространены преимущественно меловые отложения, к востоку — палеозойские. Поверхность сместителя в южной части Сучанского угленосного бассейна наклонена на юго-восток под углом 25—45°. Амплитуда вертикального перемещения надвига более 300 *м*, горизонтально — не установлена. Сместитель представлен зоной брекчированных и рассланцованных пород с тектонической глиной мощностью 25—100 *м*.

В северо-восточной части Сучано-Даданьшаньской подзоны кулисообразно расположено несколько синклинальных складок, выполненных триасом, юрой или мелом. Разделяющие их антиклинали сложены палеозоем.

Дунайско-Сучанская подзона

Рассматриваемая подзона расположена вдоль побережья залива Петра Великого и в бассейне р. Сучан, где она простирается узкой (5—10 *км*) полосой между Сучано-Даданьшаньской подзоной и Сучано-Судзухинским антиклинорием. Значительная часть подзоны в пределах шельфа затоплена водами Японского моря.

Дунайско-Сучанская подзона сложена палеозойскими породами, на которых с угловым несогласием местами залегают мезозойские отложения. Граница со смежной с севера подзоной в большинстве слу-

http://jurassica.ru/

чаев проходит по разломам, лишь местами она условно проводится по стратиграфическому контакту между палеозоем и мезозоем.

Расположенная на побережье Дунайско-Сучанская подзона попадает в полосу интенсивного регионального изменения гравитационного поля, вызванного сменой типов земной коры, и поэтому ее структуры затушеваны. Структуры подзоны описаны по материалам Б. И. Васильева и Б. Д. Чемериса.

Западную часть подзоны занимает Тафуинский антиклинорий (20), к которому относится п-ов Дунай, о-ва Аскольд и Путятин и район между проливом Стрелок и заливом Восток. Большая часть антиклинория сложена среднепалеозойскими габброидами и гранитоидами и его складчатые структуры могут быть выявлены лишь на п-ове Дунай, где Б. И. Васильевым описана Дунайская антиклиналь, являющаяся южным продолжением Пинканской брахиантиклинали. Центральная часть Дунайской антиклинали сложена габброидами и метаморфизованными сильно рассланцованными и очень сложно дислоцированными породами путятинской свиты предположительно среднепалеозойского возраста. С востока центральная часть антиклинали ограничена крупным разломом, проходящим в меридиональном направлении от мыса Гулькевича до бухты Разбойник и далее на север до с. Петровка. По этому разлому путятинская свита и габброиды граничат с нижнепермской дунайской свитой, слагающей ее восточное крыло. Зона разлома имеет мощность до 15 *м* и выполнена зеленым тонколистоватым милонитом. Сланцеватость, совпадающая с направлением разлома в 0,2 *км* западнее мыса Гулькевича падает под углом 40° на северо-восток 60°. Севернее на левом берегу р. Дунай, простирание разлома становится меридиональным, а падение западным, под углом 60°. Западное ограничение центральной части Дунайской антиклинали также проходит по разлому, но выраженному значительно хуже. Как слоистость, так и сланцеватость пород путятинской свиты в центральной части антиклинали крайне невыдержанного простирания; от субмеридиональных до субширотных с углами падения от 8 до 70°. Складки сложные, асимметричные, с амплитудой от 2 до 30 *м*, часто наблюдается плойчатость. Породы разбиты большим количеством разломов различных направлений. Для них характерно развитие милонитов и небольшое количество жильных образований, что указывает на происхождение этих нарушений в результате сжатия. Восточное крыло Дунайской антиклинали представляет собой моноклиналь, осложненную вторичными складками и короблением пластов. Западное крыло антиклинали осложнено рядом крупных складок общего северо-восточного простирания с углами падения в крыльях 15—45°.

Разрывные нарушения на крыльях Дунайской антиклинали представлены в основном немногочисленными сбросами.

Тектоническое строение о. Путятин более сложное. В южной части его в виде останцов кровли на среднепалеозойских гранитах сохранилась путятинская свита. На западном побережье развиты поспеловская свита, триас и юра. Породы поспеловской свиты дислоцированы довольно интенсивно, что, по-видимому, объясняется наличием многочисленных разломов, проходящих в субмеридиональном и субширотном направлениях через весь остров.

Слабо дислоцированные триасовые и юрские отложения имеют сильно сокращенную мощность и залегают с резким угловым несогласием на пермских образованиях. Простирания слоев невыдержанные, углы падения до 15°.

К востоку от п-ова Дунай в строении антиклинория принимают участие главным образом интрузивные породы среднепалеозойского

http://jurassica.ru/

интрузивного комплекса, слагающие крупные тела типа батолитов. Более древними из них являются габброиды Анненского плутона, прорванные многофазным плутоном гранитоидов. Границы массивов в большинстве случаев тектонические.

Габброиды на ряде участков подверглись динамометаморфизму. Это фиксируется в часто наблюдающемся огнейсовании, полосчатости, а также в зонах повышенной сланцеватости, совпадающих с зонами смятия вмещающих пород. В этих зонах отчетливо выражена плоскопараллельная структура габбро, заключающаяся в чередовании полос толщиной 1—5 *см*, обладающих различным минеральным составом и цветом. Среди габбро иногда наблюдаются «зеленые» кристаллические сланцы, слагающие полосы мощностью до 10 *м*. Они связаны постепенным переходом с менее измененными габброидами. Образование этих сланцев произошло, по-видимому, частично за счет габброидов, а частично за счет даек порфиритов, легче поддающихся раздавливанию. Во многих местах габброиды пронизаны многочисленными дайками розовых и серых диорит-порфиров мощностью до 4 *м*, в большинстве случаев сильно развальцованных. В районе пос. Тинкан и к востоку от него деформации в габброидах выражены значительно слабее.

Тектонические деформации в гранитоидах представлены в основном крупными разломами, ограничивающими интрузивные массивы, а также более мелкими разрывными нарушениями типа сбросов с амплитудой до 15 *м* и протяжением до 1,5 *км*.

Пермские отложения, залегающие на интрузивных породах на материковой части Тафуинского антиклинория к востоку от пролива Стрелок, дислоцированы слабо. Они обычно выполняют односторонние или двусторонние грабены, в пределах которых углы падения пластов составляют 25—30°. Лишь вблизи разломов наблюдается крутое, вплоть до опрокинутого залегание пород.

С востока к Тафуинскому антиклинорию примыкают два грабена — Ново-Литовский и Таудеминский (см. рис. 27).

Ново-Литовский грабен (21) со всех сторон ограничен разломами. В его пределах на верхнепермских отложениях чандалазской свиты с угловым несогласием залегают верхнепермские известняки людянзинского горизонта, выше согласно перекрытые триасом. Чандалазская свита, обнажающаяся в южной и восточной частях грабена, слагает несколько складок северо-восточного простирания с амплитудами в несколько сотен метров и углами падения крыльев 40—60°. Триасовые и верхнепермские отложения образуют косую антиклиналь субмеридионального направления. Падение восточного крыла в среднем 20—30°, западного — до 70°. На крыльях антиклинали развиты складки второго порядка.

Таудеминский грабен (22) расположен в бассейне одноименной реки. Его длина 22 *км*, ширина до 6 *км*. Грабен выполнен верхнепермскими, юрскими и меловыми отложениями. С юго-востока он ограничен системой крупных сбросов, по которым верхнепермские породы контактируют со среднепалеозойскими габброидами. С северо-запада верхняя юра по таким же разломам контактирует с гранитами. Амплитуда перемещения по этим разломам составляет, по-видимому, многие сотни метров. Зоны дробления разломов, ограничивающих грабен, имеют мощность до 100 *м* и выполнены тектоническими брекчиями, местами — милонитами. Верхнеюрские породы в пределах грабена дислоцированы довольно сильно, причем наиболее крутые, до вертикальных, падения наблюдаются вблизи разломов. В центральной части грабена углы падения уменьшаются до 30—40° при выдержанном северо-восточном простирании.

Северная часть Таудеминского грабена с запада и востока ограничена сбросами субмеридионального простирания. Северной границей является северо-восточный разлом, по которому в среднем течении р. Малая Пеньгоу выведен на поверхность «клин» верхнепермских пород. Строение этой части грабена блоковое. Разломы северо-восточного и северо-западного направлений особенно широко развиты в юрских породах, Перемещения по этим разломам имели, по-видимому, сбросо-сдвиговый характер с амплитудами в несколько сотен метров. Породы, слагающие описываемую часть грабена, смяты в узкие складки северо-восточного простирания с уг-

http://jurassica.ru/

лами падения крыльев 60—80°. Несколько слабее проявлена складчатость в меловых отложениях, однако и здесь углы падения составляют обычно 45°, достигая местами 80°.

Восточную часть описываемой подзоны занимает Чандалазский синклинорий, сложенный преимущественно верхнепермскими отложениями. Длина синклинория около 100 *км*, ширина 5—20 *км*. В пределах п-ова Трудного синклинорий имеет блоковое строение благодаря очень большому количеству разломов северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений, разбивающих его на различно ориентированные блоки площадью до 2—3 *км*^{2}.

Отмеченные особенности затушевывают складчатые структуры. Наиболее четко выделяется Находкинская сложная синклиналь (23), ось которой проходит в северо-восточном направлении от вершины бухты Неизвестной до изголовья бухты Находка. Юго-восточное крыло синклинали сложено крутопадающими пластами верхнепермских известняков и песчаников. Прекрасная обнаженность этого крыла в береговых обрывах позволяет расшифровать развитые здесь складчатые структуры, чрезвычайно осложненные многочисленными разломами. Пласты смяты в складки самой различной конфигурации с общим северо-восточным простиранием. Преобладают узкие симметричные складки с амплитудой 20—50 *м* и углами падения крыльев 60—80° до опрокинутых. Ближе к оси синклинали, между бухтами Тунгус и Неизвестной, пласты залегают моноклинально, под углами 60—70°.

Сбросы, секущие юго-восточное крыло синклинали, имеют северо-восточное простирание и амплитуду до нескольких десятков метров. В ядре синклинали залегают юрские отложения, дислоцированные в одном плане с верхнепермскими. В северо-западном крыле синклинали верхнепермские породы также дислоцированы весьма интенсивно. Тектоника остальной части п-ова Трудного подобна описанной.

Центральная часть Чандалазского синклинория, располагающаяся к северу от залива Америка и в нижнем течении р. Сучан, также имеет весьма сложное строение. Эта часть синклинория состоит из двух сложных синклиналей — Чандалазской и Краснопольской, разделенных Правобережной антиклиналью.

Чандалазская синклиналь (24) в южной части структуры представляет собой прямую складку с падением крыльев 25—70°. Северо-западное крыло складки разбито многочисленными разломами и имеет структуру, приближающуюся к структуре п-ова Трудного.

Наиболее мощная зона смятия, обнажающаяся у шоссе Находка — Артем, имеет мощность до 5 *км* и характеризуется чрезвычайно сильной измененностью пород, превращенных в тектонические брекчии, милониты и другие разности динамометаморфических пород. Крупные разломы северо-восточного и субширотного направлений ограничивают также Чандалазскую синклиналь в районе хребта Чандалаз и к северо-востоку от него.

В средней части Чандалазской синклинали верхнепермские отложения залегают на гранитах, обнажающихся южнее горы Чертов Утес. Складчатость здесь проявлена слабее и углы падения крыльев основной и дополнительных складок не превышают 10—30°. На севере синклиналь разбита серией поперечных разломов, за которыми находится складка того же названия (17), описанная выше.

Правобережная антиклиналь (25) простирается вдоль долины р. Сучан на 50 *км* при ширине 5—6 *км*. Эта структура представляет собой выступ интрузивных пород преимущественно среднепалеозойского возраста. Ее продолжением на севере является описанная ниже Сучанская антиклиналь.

Краснопольская синклиналь (26) совпадает с долиной р. Сучан. Ее длина 40 *км*, ширина 2—4 *км*. Синклиналь выполнена верхнепермскими отложениями. Углы падения крыльев до 70°. С юго-востока синклиналь оборвана крупным Восточно-Сучанским разломом, по которому верхнепермские отложения отделены от среднепалеозойских интрузий Сучано-Судзухинского антиклинория. Вдоль западного крыла складки также проходят разломы.

http://jurassica.ru/

В северной части подзоны восточнее Сучанского надвига расположены Сучанская антиклиналь, Сергеевская брахисинклиналь и Ястребовская синклиналь (см. рис. 27).

Сучанская антиклиналь (18) простирается в северо-северо-восточном направлении от устья р. Большая Сица на 25 *км* и сложена палеозойскими породами. Восточное крыло падает под углом 60—70°, западное 45—50°. Складка осложнена многочисленными разломами.

Сергеевская брахисинклиналь (19) прослеживается от водораздела Шайга — Муладза до среднего течения р. Малаза, имея длину 25 *км* и ширину 10 *км*. Складка прямая, выполненная нижнемеловыми отложениями, падения крыльев 10—30°.

Ястребовская синклиналь (27) является северо-восточным продолжением Краснопольской синклинали в бассейнах рек Шайга и Малаза. Длина складки 35 *км*, ширина до 8 *км*. Синклиналь прямая, с падением крыльев 50—70°. В бассейне р. Шайга северо-западное крыло выполаживается до 30—45°. Крылья складки оборваны разломами, на юго-восточном крыле имеются дополнительные складки с крутыми, до опрокинутых, залеганиями слоев.

Восточно-Сучанский разлом, ограничивающий описываемую подзону от Сучано-Судзухинского антиклинория, имеет длину около 80 *км*. В междуречье Шайга — Пенсау сместитель падает вертикально и представлен зоной дробления и смятия пород мощностью до 500 *м*. В долине р. Шайга к этой зоне приурочена интрузия позднемеловых фельзит-порфиров мощностью до 150 *м* и длиной до 3 *км*. Амплитуда вертикального перемещения по разлому не менее 250 *м*.

Подзона Сучано-Судзухинского антиклинория

Антиклинорий, описываемый по материалам И. З. Бурьяновой и Б. И. Васильева, расположен в междуречье Сучан — Судзухе. С северо-запада антиклинорий по Восточно-Сучанскому разлому граничит с Чандалазским синклинорием, с юго-востока он оборван Центральным Сихотэ-Алинским структурным швом. На север антиклинорий погружается под верхнепермские и мезозойские отложения восточной части Сучано-Даданьшаньской подзоны. На юге он продолжается в пределах шельфа до континентального склона.

Структура Сучано-Судзухинского антиклинория отображается высокими значениями силы тяжести, образующими отчетливый «гравитационный выступ», открывающийся в сторону моря и постепенно понижающийся в направлении смежных синклинальных зон. На большей своей части гравитационный максимум совпадает с выходами на поверхность массива габброидов.

Магнитное поле антиклинория относительно спокойное и близкое к нормальному. Некоторые его возмущения имеют локальный характер и не отражают какие-либо отличительные особенности данной структуры.

Антиклинорий сложен преимущественно среднепалеозойскими (?) габброидами и в меньшей мере гранитоидами. Эти породы по разломам контактируют с вангоуской серией предположительно среднепалеозойского возраста и вместе с последней образуют нижний структурный этаж. Верхнепермские отложения (чандалазская свита) залегают на этих породах с резким угловым несогласием. М. И. Дедов считает, что метаморфизованная толща, сопоставляемая с карбон-нижнепермскими отложениями Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, залегает на габброидах также несогласно. Все более молодые отложения от верхнепалеозойских до верхнемеловых залегают на изверженных породах с резким угловым несогласием.

Складчатые структуры нижнего структурного этажа сохранились лишь в южной части антиклинория, где они слагают Вангоускую анти-

http://jurassica.ru/

клиналь. Длина складки 60 *км*, ширина 5—10 *км*. Складка опрокинута на юго-восток, сложена в ядре нижней толщей вангоуской серии, а в крыльях ее средней и верхней толщами. Крылья складки осложнены дополнительными складками с крутыми (70—80°). местами опрокинутыми крыльями.

Габброиды Сучано-Судзухинского антиклинория разбиты частой сетью разломов различного возраста и направлений. Динамометаморфизм в них аналогичен описанному выше для габброидов Тафуинского антиклинория. В опущенных блоках местами сохранились верхнепалеозойские отложения. В бассейне р. Шайга наблюдается несколько «грабенов» северо-восточного простирания, выполненных верхней пермью или предположительно карбон-нижнепермскими отложениями. В этих структурах осадочные породы очень сильно перемяты, а ограничивающие их разломы в большинстве представлены надвигами. Сместители последних состоят из зон катаклазитов и милонитов различной мощности, к контакту с осадочными породами часто приурочены дайки гранит-порфиров, диоритовых порфиритов и других жильных пород, внедрившихся, очевидно, значительно позже, чем происходило сжатие, сформировавшее эти структуры.

Позднемеловые и кайнозойские структуры

Верхнемеловые вулканогенные толщи широко распространены в северной части Южно-Приморской зоны, они слагают в ряде районов изолированные покровы. В северной части Сучано-Даданьшаньской подзоны в ядрах синклинальных структур, выполненных сеноман-туронскими и нижнесенонскими отложениями, сенонские и сенон-датские эффузивы залегают на подстилающих породах без углового несогласия. На крыльях этих же структур и в ядрах брахиантиклиналей они лежат на более древних породах с угловым несогласием. Вследствие однородного состава эффузивов выяснение элементов их залегания затруднено, а в ряде случаев невозможно. Судя по залеганию их подошвы и редких прослоев туфов, верхнемеловые эффузивы выполняют пологие брахисинклинали с плоскими и широкими ядрами и углами падения крыльев 5—15°. Складки часто осложнены сбросами двух основных направлений: широтного — северо-западного и меридионального — северо-восточного. Вблизи разломов углы падения пород возрастают до 30—45°.

Палеогеновые и нижне-среднемиоценовые отложения выполняют кайнозойские тектонические впадины: Глуховскую, Супутинскую, Тимофеевскую, Тавричанскую, Артемовскую, Майхинскую (см. рис. 25) Анучинскую и Малазовскую (см. рис. 8).

Глуховская впадина (8) вытянута в широтном направлении на 20 *км* при ширине до 15 *км*. По-видимому, на западе она соединяется с Борисовской, а на юге — с Тимофеевской впадинами. Впадина выполнена угловской, надеждинской и усть-давыдовской свитами, максимальная глубина ее, по данным электрозондирования, 1200—1350 *м*, однако имеются основания полагать, что этим методом определена суммарная мощность кайнозоя и континентальных меловых отложений. Крылья впадины падают под углами 6—10°, вблизи многочисленных сбросов углы падения пород увеличиваются.

Супутинская впадина (9) имеет северо-восточное простирание, ее длина 14 *км*, максимальная ширина до 2 *км*. Впадина заполнена в основном угловской свитой. Падения ее крыльев не превышают 10°.

Тимофеевская впадина (10) на западе соединяется с Пушкинской, на юге с Тавричанской впадинами. В этой впадине установлена лишь усть-давыдовская свита, залегающая почти горизонтально. Глубина впадины до 100 *м*.

Тавричанская впадина (11) на северо-западе соединяется с Пушкинской, на востоке — с Артемовской, а на юге продолжается под водами Амурского залива. Впадина в пределах суши имеет длину около 10 *км* при ширине 5—6 *км*.

http://jurassica.ru/

Она выполнена угловской свитой. В пределах описываемой депрессии выделяются две впадины: северная — Большая Тавричанская и южная — Малая Тавричанская. Впадины разделены куполовидным поднятием, ось которого полого погружается на северо-восток. Углы падения в крыльях 10—15°, а края впадин осложнены серией сбросов и складок с углами наклона палеогеновых слоев до 45—50°. Во внутренних частях депрессии установлены только мелкие сбросы амплитудой до 10 *м*. Многие из сбросов не выходят на дневную поверхность, а слепо заканчиваются в толще осадочных пород.

Артемовская впадина (12) является продолжением на восток Тавричанской, часто эти впадины описываются под одним названием «Артемо-Тавричанская впадина». Артемовская впадина вытянута в восток-северо-восточном направлении на 35 *км* при ширине до 10 *км*. Вдоль северного крыла впадины проходят сбросы, по которым ее складчатый фундамент опущен на глубину до 1300 *м*. Впадина выполнена угловской, надеждинской и усть-давыдовской свитами (см. рис. 26, *Г-Г*). Угловская и надеждинская свиты на северном крыле впадины падают к ее центру под углами 30—40°. Залегание осадков на южном крыле и на восточном центроклинальном замыкании — спокойное, с преобладающими углами падения порядка 10—12°, иногда до 20°. На юго-западе депрессии слои залегают полого с небольшим (до 5—7°) наклоном в сторону центра депрессии. Борта впадины разбиты многочисленными сбросами небольшой амплитуды.

Майхинская впадина (13) расположена у изголовья Уссурийского залива, продолжаясь на юге под его водами. Впадина вытянута в северо-восточном направлении на 35 *км* при ширине до 5 *км*. Она выполнена майтунской (эоцен) и угловской (эоцен-олигоцен) свитами (см. рис. 28, *А-А*). Максимальная глубина впадины 500 *м*. С северо-запада впадина ограничена серией ступенчатых сбросов, последние имеются и на ее юго-восточном крыле. Углы падения эоцен-олигоценовых отложений на крыльях впадины 5—10°. Надеждинская свита в этой впадине отсутствует, а слои, сопоставляемые с усть-давыдовской свитой, залегают на подстилающих отложениях с угловым несогласием, практически горизонтально.

Анучинская впадина (41) находится северо-восточнее Майхинской и имеет такие же простирания. Впадина изучена слабо, ее длина 8,5 *км*, ширина 3,2 *км*, максимальная глубина 300 *м*. Во впадине установлена надеждинская свита, залегающая очень полого (5—8°).

Малазовская впадина (46) расположена в междуречье Сучан — Судзухе. Впадина плохо изучена, по-видимому, она выполнена олигоцен-миоценовыми отложениями (аналоги надеждинской и усть-давыдовской свит).

Верхнемиоценовые и плиоценовые отложения (усть-суйфунская и суйфунская свиты) и неогеновые базальтоиды (сандуганская и шуфанская свиты) в пределах Южно-Приморской зоны залегают практически горизонтально.

ОБЛАСТЬ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

К области мезозойской складчатости относится Главный антиклинорий и Главный синклинорий Сихотэ-Алиня, Прибрежная антиклинальная и Бикинская зоны. Ниже дано описание мезозойских складчатых структур перечисленных зон, а характеристика позднемеловых и кайнозойских структур приведена в конце раздела.

Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня

Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня расположен к востоку от Даубихинской и Алчанской зон, к северу от Южно-Приморской зоны и к западу от Главного синклинория Сихотэ-Алиня. На севере он продолжается на территории Хабаровского края. Границы антиклинория проходят по разломам: западная — по Даубихинскому, восточная — по Центральному Сихотэ-Алинскому, южная — по Южно-Сихотэ-Алинскому.

Антиклинорий имеет северо-северо-восточное простирание, его длина в пределах Приморского края около 400 *км*, ширина 40—60 *км*, площадь 20 800 *км*^{2}, или 12,6% от всей территории края.

Описываемую структуру впервые выделили Г. П. Воларович и В. З. Скороход (1935) как Сихотэ-Алинский антиклинорий. А. З. Лаза-

https://jurassica.ru/

рев (1939) назвал его Сихотэ-Алинским центральным антиклинорием. Он считал, что южнее широты г. Спасска-Дальнего антиклинорий погружается под мезозойские структуры синклинальной области, окаймляющей его с юго-востока. П. Н. Кропоткин и др. (1953, 1955) описал антиклинорий под принятым в настоящее время названием и протягивал его на юго-запад до берега залива Петра Великого. Н. А. Беляевский назвал рассматриваемую структуру Центральным Сихотэ-Алинским поднятием (мегантиклиналью). Он выделил Центральный Сихотэ-Алинский шов и этим четко ограничил его с востока. Он же предположил наличие Даубихинского структурного шва, который в дальнейшем был описан А. И. Бурдэ, Л. А. Неволиным и В. О. Соловьевым (1963). Современную границу на юге антиклинорий принял после выделения И. И. Берсеневым (1959) Южно-Сихотэ-Алинского шва. Существенный вклад в изучение тектоники внес В. Н. Силантьев, описавший наиболее поднятую часть антиклинория и установивший Фудзино-Иманский сдвиг. Сандагоу-Окраинская синклинальная подзона была выделена и описана И. П. Макухиной (Черныш), Ю. П. Бидюком, В. И. Надежкиным, А. М. Нехорошевым и др. Геофизические поля в пределах Главного антиклинория изучали В. Н. Землянов (1962 г.), В. К. Клюев (1964 г.), Ю. М. Антонов (1958 г.) и др.

Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня сложен морскими геосинклинальными отложениями среднепалеозойского (?), каменноугольного и нижнепермского возраста, залегающими, по-видимому, в непрерывном разрезе и имеющими общую видимую мощность около 16 *км*. Выше с размывом и небольшим угловым несогласием лежат верхнепермские прибрежно-морские туфогенно-осадочные отложения, относящиеся к чандалазскому горизонту и имеющие мощность до 1000 *м*. Перечисленные породы слагают нижний структурный ярус (подэтаж) рассматриваемой зоны.

Верхний структурный ярус (подэтаж) сложен мезозойскими прибрежно-морскими осадками, разрез которых начинается с самых верхов перми (извилинская свита). Последняя залегает с размывом и угловым несогласием на улахинской серии. Общая мощность этих отложений достигает 5000 *м*. Мезозойские отложения распространены в основном в пределах Сандагоу-Окраинской подзоны и вдоль восточного края антиклинория.

Верхнемеловые и кайнозойские, преимущественно вулканогенные толщи, слагающие верхний структурный этаж, имеют ограниченное распространение.

В пределах рассматриваемой структуры гравитационное поле весьма неоднородно. Ее западная часть имеет умеренно положительные значения, практически не отличающиеся от значений смежной Даубихинской зоны. Восточная часть антиклинория имеет общий отрицательный уровень поля, осложненный полосой локальных максимумов, тяготеющих к зоне Центрального разлома и являющихся восточной гравитационной границей Главного антиклинория.

Простирание аномалий различное: от северо-западного до северо-восточного. Значительную часть составляют аномалии субширотного направления. Геомагнитное поле, в общем близкое к нормальному, осложняется полосой локальных максимумов северо-восточного направления, объединенной Г. К. Шило и В. В. Кучуком (1965 г.) в единую зону, связываемую с зональным внедрением базитов.

Исходя из мощности земной коры, которая в пределах антиклинория оценивается (по гравитационному полю) в 30 *км*, здесь следует предполагать наличие нижнепалеозойских и, возможно, протерозойских отложений, подстилающих среднепалеозойские.

http://jurassic.ru/

Вследствие бедности палеозойских отложений органическими остатками при их близкой литологии, плохой обнаженности и неполной геологической заснятости тектоника описываемой зоны изучена недостаточно. Ее тектонические структуры описаны по данным А. А. Асипова, Л. А. Неволина, В. Н. Силантьева и др.

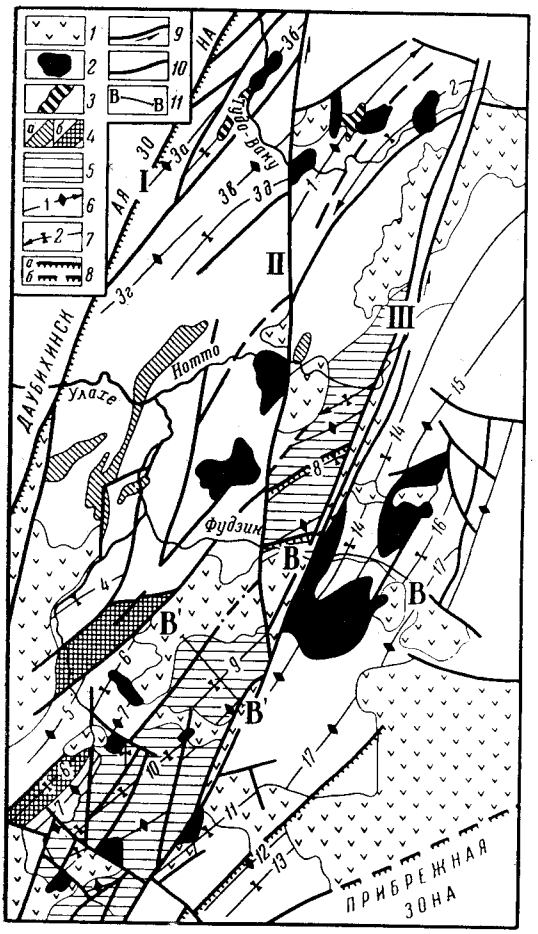


Рис. 29. Схематическая тектоническая карта южной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и прилегающей части Главного синклинория

Осадочная толща не заштрихована; *1* — покровы верхнемеловых и палеогеновых эффузивов; *2* — позднемеловые гранитоиды; *3* — позднемеловые и юрские (?) интрузии основных и ультраосновных пород; *4* — габброиды позднепалеозойские (*а*) и среднепалеозойские (*б*); *5* — Сандагоу-Окраинская подзона; *6* — оси антиклинальных складок, номер по описанию, направления погружения шарниров; *7* — то же, синклинальных складок; *8* — надвиги прослеженные (*а*) и предполагаемые (*б*), штрихи поставлены по падению сместителя; *9* — сдвиги; *10* — прочие разломы; *11* — линии геологических разрезов, показанных на рис. 24 и 31

Складчатые структуры: 1 — Тудовакская; 2 — синклиналь между разломами; 3а—3д — Ариадninская группа складок; 4 — Нижнелизгоуская; 5 — Верхнелизгоуская; 6 — Синегорская; 7 — Сандагоуская; 8 — Средняя; 9 — Эрльдагоуская; 10 — Сыдагоуская; 11 — Доброключевская; 12 — Верхнесыдагоуская; 13 — Янмутьхоузская; 14 — Погская; 15 — Ямчезская; 16 — Тумбайцинская; 17 — Перевальнинская. Крупные разломы: I — Даубихинский, II — Фудзино-Иманский, III — Центральный Сихотэ-Алинский

В пределах Главного антиклинория палеозойские и мезозойские отложения смяты в линейные складки северо-восточного (40—45°) простирания, тогда как ограничивающие его разломы имеют северо-северо-восточное (25—28°) направление. В результате эти складки с запада и с востока срезаются разломами, секущими их под углом около 15° (рис. 29). Фудзино-Иманским сдвигом (II), имеющим почти меридиональное простирание (5°), антиклинорий делится на две части: несколько большую северо-восточную и юго-западную. Складки, развитые по обе стороны сдвига, хорошо увязываются между собой, если восстановить положение сдвинутых блоков, т. е. переместить восточный блок на юг на 35—40 *км* (В. Н. Силантьев, 1963а, б).

Главной структурой в центральной части антиклинория является Тудовакская антиклиналь (1), южную часть которой А. А. Асипов назвал Лампахезской антиклиналью. Ее ядро сложено наиболее древними породами антиклинория — предположительно среднепалеозойскими отложениями тудовакской свиты.

Западнее сдвига эта свита развита в междуречье Нотто-Фудзин. В приосевой части антиклинали нижняя подсвита тудовакской свиты, представленная филлитами и филлитизированными сланцами с прослоями микрокварцитов, залегает с наклоном слоев 5—20°. По направлению к северо-западному крылу антиклинали углы падения постепенно увеличиваются до 40°. Верхняя подсвита, состоящая из глинистых сланцев и кремнистых пород, на левобережье р. Нотто залегает моноклинально с падением на северо-запад под углом 40—50°. Северо-западное крыло антиклинали сложено камен-

https://jurassica.ru/

ноугольными и нижнепермскими отложениями. Преобладающее падение пород северо-западное, под углом 50—80°. В бассейне р. Нотто и в междуречье Нотто — Фудзин описываемое крыло антиклинали осложнено разломом, вероятно, надвигом субмеридионального простирания, по которому более древние породы тудовакской и маляновской свит граничат с развитой западнее самаркинской свитой. Последняя, так же как и залегающая выше удековская свита, дислоцирована очень сильно. На правобережье р. Улахе между устьями рек Фудзин и Нотто наблюдаются многочисленные разломы и дополнительные складки с крутым и опрокинутым залеганием слоев. Юго-восточное крыло Тудовакской антиклинали опущено по разлому северо-восточного простирания, пересекающему р. Фудзин в 10 *км* выше устья.

К востоку от Фудзино-Иманского сдвига ядро Тудовакской антиклинали находится в бассейне одноименной реки. Тудовакская свита слагает здесь пологие асимметричные складки с углами падения крыльев 5—20°. В междуречье Тудо-Ваку — Эльдо-Ваку наблюдается периклинальное замыкание ядра складки. Азимут падения слоев нижней подсвиты тудовакской свиты здесь 340—10°, углы падения 10—30°. Далее к северу породы верхней подсвиты падают в том же направлении под углами 40—60°. Северо-западное крыло складки сложено каменноугольными — нижнепермскими отложениями, развитыми в бассейнах рек Эльдо-Ваку и Сандо-Ваку. Юго-восточное крыло антиклинали оборвано разломом, возможно, являющимся продолжением разлома, упомянутого выше.

Таким образом, Тудовакская антиклиналь представляет собой коробчатую складку длиной около 100 *км* с широким (10—15 *км*) сводом, осложненным дополнительными пологими складками и крутым, до опрокинутого, северо-западным крылом, осложненным надвигами, сдвигами и многочисленными мелкими складками. Шарнир антиклинали погружается на северо-восток, с юго-востока складка оборвана разломом. Наконец, по данным В. Н. Силантьева (1963а) антиклиналь разорвана Фудзино-Иманским левосторонним сдвигом с перемещением восточного блока на 35—40 *км* к северу.

К юго-востоку от Тудовакской антиклинали между Фудзино-Иманским и Центральным разломами расположена синклиналь (2), в ядре которой залегают преимущественно нижнепермские отложения, а крылья сложены карбоном.

Ариаднинская группа складок (3а — 3д) расположена между Даубихинским и Фудзино-Иманским разломами северо-западнее Тудовакской антиклинали. Складки сложены преимущественно ариаднинской свитой, в ядрах антиклиналей обнажается себучарская свита. Простирание складок северо-восточное (40—45°), длина 30—50 *км*. На западе они под острым (10—15°) углом оборваны Даубихинским разломом, на востоке под углом 30—35° срезаны Фудзино-Иманским сдвигом. Шарниры складок обычно погружаются на юго-восток, хотя у отдельных складок наблюдается и обратное погружение шарнира. Складки узкие, линейные, в большинстве косые с падением осевых поверхностей на северо-запад, падения крыльев 30—80°, в ряде случаев наблюдается опрокинутое залегание пород. Крылья складок разбиты многочисленными разломами, часть из которых, имеющих согласное со складчатыми структурами простирание, прослеживается на десятки километров.

К востоку от Фудзино-Иманского сдвига и севернее Тудовакской антиклинали расположена крупная антиклиналь, южное крыло которой оборвано северо-восточным разломом. Ось антиклинали имеет северо-восточное простирание (45—50°), протягиваясь примерно на 100 *км*, от низовьев р. Эльдо-Ваку в верховья р. Найцухе и далее в низовье р. Татибе, где срезана Центральным Сихотэ-Алинским швом. Шарнир складки полого погружается на северо-восток. Ядро складки в юго-западной части сложено самаркинской и удековской свитами, на северо-востоке — себучарской свитой, крылья — соответственно, себучарской и ариаднинской свитами.

К юго-восточному крылу антиклинали примыкает синклиналь, ядро которой выполнено верхнепермскими песчаниками. Она осложнена линейными складками также северо-восточного простирания шириной 5—10 *км*, что отчетливо наблюдается в её северо-западном крыле, сложен-

https://jurassica.ru/

ном породами ариаднинской свиты и верхней перми. Другая синклиналь северо-восточного простирания (45—50°), расположенная северо-западнее, выполнена преимущественно верхнепермскими отложениями. Она осложнена двумя антиклиналями более высокого порядка и сопряженными с ними синклинальными прогибами. Ось одной антиклинали пересекает р. Иман между селами Картун и Богуславец, погружаясь как на северо-восток, так и на юго-запад. Ядро складки сложено себучарской свитой. Юго-восточное крыло опущено по разлому и скрывается под кайнозойскими отложениями, северо-западное крыло сложено ариаднинской свитой. На этом участке Главного антиклинория преобладают узкие прямые линейные складки северо-восточного простирания (30—45°) с падением крыльев 50—70°. Вблизи субширотных разломов, как, например, в бассейне р. Сандо-Ваку, наблюдается изменение простираний на близкое к широтному.

Тектоника северной части Главного антиклинория, т. е. отрезка от долины р. Иман до границы края, изучена слабо. По имеющимся данным, здесь развиты структуры, аналогичные вышеописанным.

К югу от долины р. Фудзин система мелких складок, в которые собрана самаркинская свита, оборвана субширотным разломом, южнее которого расположен массив габброидов предположительно среднепалеозойского возраста. С востока этот массив перекрыт верхнемеловыми эффузивами.

В южной части Главного антиклинория расположены Нижнелизгоуская синклиналь, Верхнелизгоуская антиклиналь, Синегорская синклиналь и Сандагоуская антиклиналь (см. рис. 29). Все складки имеют северо-восточное простирание (30—40°).

Нижнелизгоуская синклиналь (4) является самой западной из перечисленных складок, ее северо-западное крыло перекрыто покровами верхнемеловых эффузивов. Длина складки около 25 *км*, ширина 2—3 *км*. Ядро сложено себучарской, а крылья удековской свитами, углы падения крыльев около 70°. Ядро синклинали осложнено дополнительными прямыми и косыми складками, в северо-западном крыле залегает субпластовая интрузия габбро.

Верхнелизгоуская антиклиналь (5) имеет длину более 50 *км*, ширину 2—5 *км*. На севере и юге она перекрыта эффузивами. Ядро складки сложено самаркинской, крылья — удековской свитами. Шарнир ее полого погружается на северо-восток, осевая поверхность падает на северо-запад, углы падения крыльев 50—70°. Ядро и крылья осложнены дополнительными складками длиной до 5 *км*, шириной до 1 *км*. Эти складки прямые, реже опрокинутые. Складки более высоких порядков приурочены в основном к глинистым породам и имеют амплитуду до нескольких десятков метров. Юго-восточное крыло складки оборвано продольными разломами.

Синегорская синклиналь (6) примыкает к описанной выше складке с востока, ее ось проходит через с. Сандагоу. Длина синклинали около 40 *км*, ширина 7—8 *км*. В ядре складки залегает крупная субпластовая интрузия габброидов, юго-восточное крыло сложено удековской и самаркинской свитами, углы его падения 60—70°. Шарнир складки в ее южной части погружается на юго-запад и здесь в ее ядре на габброидах резко несогласно залегают баррем-альбские отложения, слагающие пологую синклиналь.

Сандагоуская антиклиналь (7) пересекает устье одноименной реки, ее длина около 70 *км*, ширина (по кровле самаркинской свиты) 7—8 *км*. Осевая поверхность складки падает на северо-запад под углом около 70°. Ядро антиклинали сложено самаркинской свитой, крылья — удековской. Северо-западное крыло падает под углом 30—40°, юго-восточное более крутое (45—70°). Ядро и крылья антиклинали осложнены дополнительными складками. Это прямые, косые, реже опрокинутые складки с наклонными шарнирами длиной до 2—3 *км*, амплитудой до нескольких сотен метров. На водоразделе рек Сандагоу и Сыдагоу северо-западное крыло складки разбито разломами. В одном из опущенных блоков несогласно на палеозое залегают триасовые отложения.

Южнее описанные выше складки прорваны крупной интрузией позднемеловых гранитоидов.

Заканчивая характеристику складчатых структур Главного антиклинория, необходимо подчеркнуть, что в большинстве случаев палео-

https://jurassica.ru/

зойские отложения смяты в узкие складки, осложненные многочисленными острыми, косыми, часто опрокинутыми складками (см. рис. 24, *В-В*). Породы обычно будинированы, рассланцованы, часто катаклазированы, что обусловлено многочисленными разломами, большинство из которых не отмечается на геологических картах даже крупного масштаба.

Сандагоу-Окраинская подзона

Описываемая подзона расположена в юго-восточной части Главного антиклинория к югу от Тудовакской антиклинали. Общая длина подзоны 140 *км*, максимальная ширина 25 *км*. Сандагоу-Окраинская подзона является мезозойской впадиной, наложенной на краевую часть верхнепалеозойских складчатых структур антиклинория. Впадина выполнена извилинской свитой (верхняя часть верхней перми), триасом, юрой и нижним мелом. Среди этих отложений имеются перерывы и местные угловые несогласия между средней и верхней юрой, юрой и валанжином, валанжином и баррем-альбом. Однако резких угловых несогласий внутри этого комплекса, именуемого ниже пермско-мезозойским, не наблюдается.

Тектонические структуры Сандагоу-Окраинской подзоны описаны по материалам А. А. Асипова, С. М. Адрианова, Ю. П. Бидюка, И. П. Макухиной (Черныш) и др.

Северо-восточная часть подзоны, по данным А. А. Асипова и В. Н. Силантьева, срезана Фудзино-Иманским сдвигом и перемещена к северу на 35—40 *км*. Здесь пермско-мезозойские отложения выполняют три синклинали северо-восточного простирания (50°), разделенные антиклиналями, в ядрах которых залегает палеозойский комплекс. Ширина антиклиналей (по подошве пермско-мезозойских отложений) 1,5—6 *км*, синклиналей до 5 *км*. Складки прямые, крылья их падают под углами от 50—70 до 90°. Юго-восточные крылья складок оборваны продольными разломами, являющимися в большинстве случаев надвигами. На крыльях складок развиты дополнительные синклинали и антиклинали.

Наиболее крупная в подзоне Средняя синклиналь (8) имеет длину 16 *км*, на западе она срезана Фудзино-Иманским, на востоке — Центральным разломами. Ширина складки около 3 *км*. По данным Г. К. Еременко, северо-западное крыло синклинали надвинуто на юго-восточное с амплитудой горизонтального перемещения 0,4 *км*. Сместитель надвига имеет простирание 50° и падает на северо-запад под углом 45°. Юго-восточное крыло синклинали, сложенное валанжином, осложнено двумя косыми складками, юго-восточные крылья которых падают под углами 20—40°, а более крутые северо-западные почти полностью срезаны упомянутым надвигом.

Южнее описанной структуры Сандагоу-Окраинская подзона появляется к юго-западу от Фудзино-Иманского сдвига. В бассейне р. Селенча (левый приток р. Фудзин) пермско-мезозойские отложения слагают три синклинальные складки северо-восточного простирания (40—45°), разделенные антиклиналями (см. рис. 29).

Наиболее крупной синклиналью является Эрльдагоуская (9). Длина ее 35 *км*, ширина (по подошве пермско-мезозойских отложений) около 5 *км*, глубина до 3 *км*. С юга складка оборвана северо-западным сбросом, проходящим в 5 *км* северо-восточнее с. Извилинка, на севере срезана Фудзино-Иманским сдвигом. Шарнир складки погружается на юго-запад, складка прямая, падения крыльев 40—60°.

В 3 *км* северо-западнее, в поле развития палеозойских отложений, имеется короткая (5 *км*) синклиналь, выполненная извилинской свитой и триасом. Складка прямая с падением крыльев 50—70° (см. рис. 28, *В-В*).

Юго-восточнее Эрльдагоуской синклинали находится антиклиналь, в ядре которой залегают юрские отложения. Шарнир ее погружается на юго-запад. Еще восточнее расположена Сыдагоуская синклиналь (10) длиной 45 *км*. На северо-

https://jurassica.ru/

востоке она перекрыта эффузивами и, по-видимому, срезана Центральным разломом, на юге оборвана северо-западным сбросом, проходящим близ с. Бреевка. Аналогичный сброс пересекает ее в средней части. Сыдагоуская синклиналь выполнена баррем-альбскими отложениями. Складка прямая с падением крыльев 50—70°.

Южнее северо-западного сброса вероятным продолжением Сыдагоуской синклинали являются две синклинальные складки, разделенные антиклиналью, в ядре которой залегают палеозойские габброиды. Синклинали имеют северо-восточное простирание (45°), крылья сложены верхнепермскими и триасовыми отложениями, ядра выполнены юрой и местами нижним мелом. Падения крыльев 50—70°. Юго-восточнее Сыдагоуской синклинали имеется группа коротких складок, аналогичных вышеописанным и оборванных с востока Центральным швом. В отличие от палеозойских, мезозойские отложения Сандагоу-Окраинской подзоны обычно смяты в узкие, длинные складки с углами падения крыльев 30—70°, опрокинутые залегания встречаются редко, также очень редко наблюдается будинаж и рассланцевание. Меловые отложения, выполняющие ядра синклинальных складок, дислоцированы значительно слабее, чем более древние.

С юга Сандагоу-Окраинская подзона граничит с Южно-Приморской зоной по серии северо-западных сбросов, к югу от которых расположена интрузия предположительно среднепалеозойских гранитоидов, а также интрузии позднемеловых гранитоидов.

Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня

Главный синклинорий расположен к востоку от Центрального шва и к северу и северо-западу от Прибрежной антиклинальной зоны, граница с которой проходит по Прибрежному структурному шву. На юге синклинорий имеет форму узкого клина, на севере продолжается на территорию Хабаровского края и шельфа Японского моря. Простирание его северо-северо-восточное, длина в пределах Приморского края 720 *км*, максимальная ширина 165 *км*, а с учетом шельфа 200 *км*. Площадь синклинория на территории Приморья 57 250 *км*^{2} (34,5% от площади края).

А. З. Лазарев (1939а, б) выделял описываемую структуру как Сихотэ-Алинскую синклинальную область, П. Н. Кропоткин (1953) назвал ее Главным синклинорием Сихотэ-Алиня, Н. А. Беляевский (1954а, б, 1956) — Тетюхинским прогибом. И. И. Берсенев ограничивал Главный синклинорий широтой бухты Ольги, выделяя его южную часть как самостоятельную Судзухинскую синклинальную зону. В дальнейшем он включил эту зону в состав Главного синклинория, который ограничил с востока Тетюхинским надвигом (прибрежным структурным швом). Геофизические работы проводили Ю. М. Антонов, Л. А. Ривош, В. Н. Землянов и В. К. Клюев.

Гравитационное поле Главного синклинория отличается значительной неоднородностью, сквозь которую довольно четко обнаруживается одна его существенная черта: здесь сосредоточены наиболее обширные области минимальных значений силы тяжести, образующих единую зону северо-восточного направления. На этом фоне наблюдается еще целый ряд аномалий самого различного направления, отражающих сложное внутреннее строение этой обширной структуры Сихотэ-Алиня.

Магнитное поле синклинория в общем нормальное, однако наличие в его пределах вулканогенных и магматических образований приводит к существенному возмущению первого на отдельных участках. Наиболее интенсивные аномалии северо-восточного направления сосредоточены в восточной части синклинория, на границе с Прибрежной антиклинальной зоной.

Главный синклинорий Сихотэ-Алиня выполнен преимущественно морскими геосинклинальными мезозойскими отложениями. В юго-западной части синклинория, в бассейне р. Судзухе, распространены предположительно триасовые и юрские отложения, залегающие сог-

http://jurassica.ru/

ласно и образующие мощную толщу терригенно-кремнистых, местами флишоидных пород. Северо-восточнее, в междуречье Судзухе — Янмутьхоуза и в бассейнах рек Янмутьхоуза и Сыдагоу, триасовые отложения доказаны фаунистически, а юрские выделяются предположительно. Берриас-валанжинские отложения залегают, вероятно, согласно на юре и трансгрессивно на триасе. Готерив-альбские отложения ложатся на более древние толщи с размывом и небольшим угловым несогласием. Верхняя часть альба и сеноман-турон из разреза здесь выпадают.

Далее на северо-восток в бассейнах рек Фудзин, Нотто и Иман значительные площади сложены альбскими морскими терригенными отложениями (лужкинской свитой), залегающими несогласно на готерив-альбе. В северо-восточной части синклинория, в бассейнах рек Кема и Бикин, верхняя часть разреза представлена сеноман-туронскими, а в бассейне р. Самарга — сенонскими морскими отложениями. Таким образом, шарнир Главного синклинория полого погружается на северо-восток. В этом же направлении уменьшаются значения гравитационного поля.

В северо-западной части Арму-Иманского района, в пределах Татибинского блока, предполагается согласное залегание триаса на верхней перми и юры на триасе. Здесь же установлено резкое несогласие в основании валанжина.

Среди мезозойских отложений, выполняющих Главный синклинорий в различных районах, отмечаются перерывы между средней и верхней юрой, верхней юрой и нижним мелом, валанжином и готерив-альбом, внутри альба, в основании верхнего мела и внутри последнего. Вероятно, эти перерывы имеют местный характер, они фиксируются в пределах антиклинальных структур, а в ядре крупных синклиналей отсутствуют.

Общая мощность мезозойского комплекса в северо-восточной части синклинория 18—20 *км*, видимая мощность верхней перми до 3 *км*. Мощность земной коры по геофизическим данным оценивается в 30—35 *км*. Следовательно, в этой части синклинория можно предполагать наличие верхнего и, возможно, среднего палеозоя. Нижнепалеозойские отложения здесь либо отсутствуют, либо имеют очень небольшую мощность. В юго-западной части синклинория вследствие сокращенного разреза мезозойских отложений, а также по другим данным (см. главу VIII), кроме палеозойских отложений, возможно присутствие верхнего протерозоя.

Верхний структурный этаж синклинория представлен сенон-датскими и кайнозойскими вулканогенными толщами, имеющими очень широкое развитие в его прибрежной полосе. В северо-восточной части синклинория в ядрах синклинальных структур резкого углового несогласия между осадочными породами нижнего структурного этажа и вулканогенными верхнего не наблюдается.

Тектоника Главного синклинория изучена недостаточно по тем же причинам, какие были указаны для антиклинория. Однако отдельные его участки, как, например, Кавалеровский район, где проводились детальные исследования, изучены значительно лучше, чем любой район Главного антиклинория.

Строение Главного синклинория описано с юга на север по материалам И. З. Бурьяновой, Ю. Д. Захарова, А. А. Асипова, С. М. Адрианова, П. С. Дыкина, Ю. П. Бидюка, А. И. Бураго, Е. Д. Касьяна, Ю. Н. Размахнина, В. К. Мостового, В. А. Никогосяна, И. К. Пущина, В. Г. Плахотника, А. А. Трепалиной и др. В той же последовательности, т. е. с юго-запада на северо-восток, приведено описание структур складчатого фундамента синклинория.

http://jurassica.ru/

Фурмановский район

Фурмановский район занимает южную часть синклинория. На крайнем юге, в бассейне р. Судзухе, он в плане имеет вид клина, сжатого с запада Центральным, а с юго-востока Прибрежным разломами. Мощная толща мезозойских отложений здесь смята в узкие линейные складки северо-восточного простирания, подходящие к Центральному шву под углом 20—30°. Крылья складок осложнены дополнительными острыми складками длиной 1—2 *км*, шириной 200—300 *м*, с падением крыльев 70—80°, до опрокинутых. На крыльях этих складок в свою очередь развивается гофрировка с образованием опрокинутых, лежачих и перевернутых складок, амплитудой от нескольких метров до десятков метров с крутыми (20—50°) падениями шарниров.

Многочисленные разломы северо-восточного и северо-западного направлений еще более усложняют тектонику этого участка.

Далее на северо-восток, в междуречье Судзухе — Янмутьхоуза, ширина синклинория увеличивается до 20 *км*, здесь выделяется несколько сложных синклиналей, выполненных мелом и юрой, и антиклиналей, сложенных триасом и пермью. Меловые и юрские отложения в этом районе залегают сравнительно спокойно, в более древних породах наблюдается сложная дополнительная складчатость и гофрировка. Контакты между палеозойскими и мезозойскими отложениями обычно проходят по северо-восточным разломам, вероятно, представляющим собой надвиги.

Севернее эти структуры оборваны северо-западным сбросом, проходящим вдоль левобережья р. Янмутьхоуза. В бассейне последней и следующей к северу р. Сыдагоу развита сложная система складок и разломов (см. рис. 29).

На западе с Центральным швом граничит Доброключевская сложная синклиналь (11), выполненная нижним мелом. Простирание складки 20—25°, ширина до 7 *км*, длина около 30 *км*, с юго-востока она оборвана Барачнинским разломом, являющимся, по-видимому, надвигом; на севере и юге перекрыта эффузивами. Кулисообразно расположенные дополнительные складки являются линейными, прямыми, косыми или опрокинутыми, имеют длину до 5 *км*, ширину до 0,5 *км*, амплитуду до 500 *м*, углы падения 80° и более, как исключение 40—50°.

Восточнее разлома находится Верхнесыдагоуская группа складок (12), сложенных триасом. Здесь дислоцированность пород значительно сильнее с резко выраженным динамометаморфизмом (будинаж, рассланцевание, катаклаз). С востока по Янмутьхоузскому сдвигу эта группа складок граничит с одноименной сложной синклиналью (13). В ядрах дополнительных антиклиналей обнажается триас, синклинали сложены предположительно юрскими отложениями.

Юго-восточнее расположен надвиг северо-восточного простирания (IV), отделяющий предположительно верхнепалеозойские отложения. По этому надвигу условно проведена граница между синклинорием и Прибрежной зоной.

Разрывные нарушения в рассматриваемом районе имеют очень широкое развитие. Среди них предполагаются надвиги (Барачнинский), сдвиги (Янмутьхоузский) и множество сбросов. По Барачнинскому надвигу триасовые отложения надвинуты на меловые, направления движения с юго-востока на северо-запад, сместитель его притертый, срезает складки как триасовых, так и меловых отложений. Янмутьхоузский сдвиг левосторонний, с вероятной величиной перемещения 7 *км*. Сбросы обычно ступенчатые. Все разломы сопровождаются зонами смятия, брекчирования и катаклаза мощностью до 100, реже до 250 *м*. К сбросам обычно приурочены дайки кварцевых порфиров, порфиритов и других жильных пород, частично их сопровождает и сульфидная минерализация, отмечающаяся в магнитном поле. Наиболее часты рудопроявления на участках пересечения разломов различных направлений — северо-восточного, северо-западного, меридионального и широтного.

http://jurassica.ru/

Севернее описанного района развиты покровы эффузивов, отделяющие его от смежного к северу Кавалеровского района.

Кавалеровский район

В пределах Кавалеровского района синклинорий расширяется до 40—55 *км*. Почти повсеместно здесь развиты меловые отложения и лишь у юго-восточного края синклинория залегают породы более древнего возраста. В западной части района выделяются следующие складки: Погская синклиналь, Ямчезская антиклиналь, Тумбайцинская синклиналь и Перевальнинская антиклиналь (см. рис. 29).

Погская синклиналь (14) протягивается от верховьев р. Изюбриной по азимуту 25—30° до Араратского гранитного массива, далее пересекает р. Фудзин и прослеживается в бассейн р. Нотто. Общая длина складки более 80 *км*.

Ямчезская сложная антиклиналь (15), расположенная между Араратским и Березовским гранитным массивами, продолжается, вероятно, от них в обе стороны. Ось ее находится в 8—10 *км* восточнее Погской синклинали. Ядро складки сложено валанжином.

Ось Тумбайцинской синклинали (16) расположена в 6—8 *км* восточнее оси Ямчезской складки. Ядро ее выполнено лужкинской свитой (верхи нижнего мела).

Перевальнинская антиклиналь (17) приурочена к долине одноименной реки. Она прослеживается на северо-восток в бассейн р. Даданцы. Ядро складки сложено валанжином.

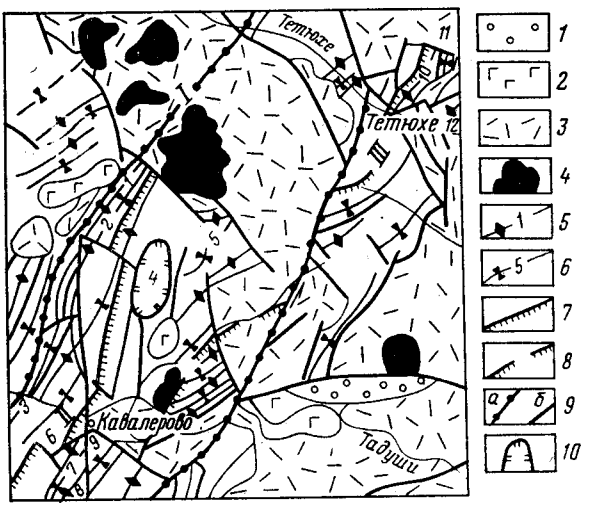


Рис. 30. Схематическая тектоническая карта районов поселков Кавалерово и Тетюхе. Составлена И. И. Берсеневым по материалам А. И. Бураго, Ю. Т. Гурулева, А. Н. Калягина и др.

1 — палеогеновая впадина; *2* — эоценовые базальты; *3* — позднемеловые и палеогеновые эффузивы; *4* — позднемеловые гранитоиды (приморская серия); *5* — ось и номер антиклинальных складок; *6* — то же, синклинальных складок; *7* — надвиги и взбросы, штрихи поставлены по падению сместителя; *8* — то же, предполагаемые под покровами эффузивов; *9* — сдвиги, установленные по геологическим и геофизическим данным (*а*) и прочие разломы (*б*); *10* — аллохтон

Складчатые структуры: 1 — Лудьевская, 2 — Темногорская, 3 — Левицкая, 4 — Силинский аллохтон; 5 — Эрдагоуская, 6 — Кавалеровская, 7 — Индолазская, 8 — Алинская, 9 — Шифолазская, 10 — Северная, 11 — Центральная синклиналь, 12 — Центральная антиклиналь. Крупные разломы: I — Фурмановский, II — Кавалеровский, III — Тетюхинский (Нежданковский)

Все перечисленные складки имеют сложное строение с широким развитием дополнительных складок (прямых, косых, местами опрокинутых) и разломов. Породы в большинстве случаев залегают круто (50—80°), местами наблюдаются опрокинутые залегания.

Восточная часть описываемого района имеет еще более сложную тектонику. К востоку от Перевальнинской антиклинали расположено до двадцати антиклинальных и синклинальных складок (рис. 30). Почти все они опрокинуты на северо-запад, осложнены множеством дополнительных складок, как правило, опрокинутых в том же направлении, местами лежачих или перевернутых. Здесь же широко развиты надвиги северо-восточного простирания с юго-восточным, реже северо-западным падением сместителей. Сдвиги имеют почти обычно северо-восточное простирание, более молодые северо-западные сбросы пере-

http://jurassica.ru/

секаются разломами субмеридионального направления. Динамометаморфизм выражен очень резко. Здесь развиты мощные (до 1—1,5 *км*) зоны будинажа и рассланцевания пород, катаклаз и милонитизация (см. рис. 31, *В-В*).

Ниже дается краткая характеристика некоторых структур (см. рис. 30).

Лудьевская антиклиналь (1) имеет длину 20 *км*, северо-восточное (30°) простирание и пересекает верховье одноименной реки. Северо-западное крыло складки оборвано сдвигом, юго-восточное крыло под острым (30°) углом срезается сбросом. Ядро антиклинали сложено рассланцованными и будинированными песчано-сланцевыми отложениями предположительно верхнетриасового возраста. В ядре развиты мелкие лежачие и опрокинутые складки, осложненные малоамплитудными надвигами, взбросами и сдвигами. Складка опрокинута на северо-запад, падения на обоих крыльях северо-восточные под углом 30—40°, реже до 80—90°.

Темногорская синклиналь (2) примыкает к Лудьевской антиклинали с востока. Ее длина 15 *км*, ширина 1,5—2 *км*, простирание 25—45°. Восточное крыло и частично ядро синклинали перекрыты Темногорским надвигом. Складка опрокинута на северо-запад, падение осевой поверхности юго-восточное, угол 50—55°. Оба крыла падают в том же направлении под углом 40—60°. Северо-западное крыло прорвано штоками позднемеловых гранодиоритов и дайками палеогеновых липаритов.

Силинский аллохтон (4) расположен в бассейнах ключей Силинского и Балаганного. Его длина 12 *км* при средней ширине 2 *км*. Аллохтон сложен кремнисто-терригенными отложениями карнийского и норийского возраста, смятыми в сложную синклинальную складку меридионального простирания. Дополнительные складки опрокинуты на запад и имеют длину до 5 *км* при ширине до 0,5 *км*, падение крыльев восточное под углом 20—80°, реже до 90°, на периклиналях простирания пород изменяются до широтных. Стратиграфический разрез внутри аллохтона наращивается от его периферии к центру. По периметру аллохтона установлены разломы, падающие к центру структуры под углами 20—45°. Аллохтон залегает среди эрдагоуской свиты (юра), разрез которой наращивается по направлению к данной структуре. Поэтому ее нельзя относить к ядру антиклинали, как это делали С. А. Музылев и другие исследователи раньше.*

Восточнее, в бассейне р. Эрдагоу, расположена Эрдагоуская сложная синклиналь. Она состоит из нескольких косых и опрокинутых на северо-запад складок, крылья которых осложнены малоамплитудными надвигами.

Верхне-Иманский район

Верхне-Иманский район располагается северо-восточнее Кавалеровского, отделяясь от него полосой верхнемеловых и палеогеновых эффузивов Якутинской тектоно-вулканической впадины. Широтной полосой эффузивов, залегающих в междуречье Иман — Нотто — Березовская, описываемый район подразделяется на две части — южную и северную.

Южная часть района хорошо обнажена в цоколе террас р. Тетюхе (см. рис. 31, *А-А*). В геологическом строении этой части района участвуют предположительно триасовые, юрские и меловые отложения, залегающие без видимого несогласия. Наиболее древние породы обнажаются на северо-западе, в районе горы Медвежьей, а на юго-востоке — наиболее молодые — сеноман-туронские. Весь этот комплекс морских геосинклинальных отложений смят в узкие (1—3 *км*) линейные складки северо-восточного простирания (азимут 20—40°). В большинстве складки острые, косые, с крутым падением (60—80°) осевой поверхности на северо-запад. Падения северо-западных крыльев 60—80°, юго-восточных 70—90°, часты опрокинутые залегания пород. В песчано-сланцевых и алевролитовых толщах отмечается мелкая гофрировка и плойчатость. Интенсивная дополнительная складчатость с будинажем

* Скважина, пробуренная в центральной части структуры, под триасом вскрыла мощную зону дробления и вошла в эрдагоускую свиту.— *Прим. ред.*

http://jurassica.ru/

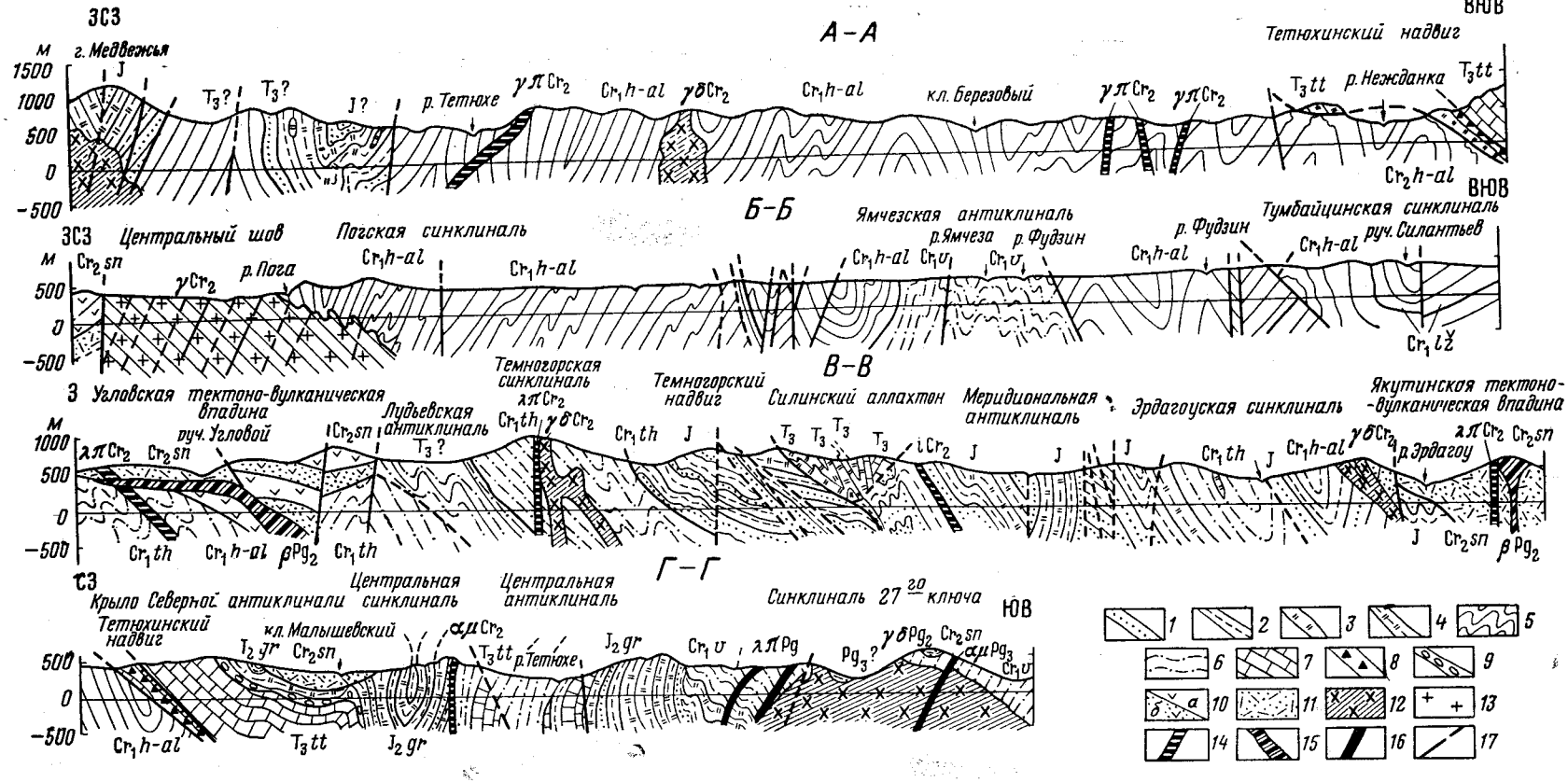


Рис. 31. Геологические разрезы через зону Главного синклинория Сихотэ-Алиня и Прибрежную зону: *А-А* — в верховье р. Тетюхе (по В. А. Сапожникову); *Б-Б* — в бассейне р. Фудзин (по Г. С. Семенову и А. П. Паклину); *В-В* — по линии: верховье р. Даданцы — р. Лудье — бассейн р. Кенцухе — Якут-гора (по А. И. Бураго); *Г-Г* — в бассейне среднего течения р. Тетюхе (по Ю. Т. Гурулеву)

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — кремнистые породы; *4* — кремнисто-глинистые туффиты; *5* — конгломераты, песчаники, алевролиты; *6* — алевролиты, песчаники, гравелиты; *7* — известняки; *8* — известняковые брекчии; *9* — конгломераты и конгломерато-брекчии; *10* — эффузивы среднего состава (*а*), их туфы (*б*); *11* — туфы эффузивов кислого состава; *12* — позднемеловые гранодиориты ($\gamma\delta Cr_2$); *13* — позднемеловые граниты милонитизированные (γCr_2); *14* — позднемеловые дайки гранит-порфиров ($\gamma\pi Cr_2$), аплитов (ιCr_2) кварцевых порфиров ($\lambda\pi Cr_2$) и порфиритов (μCr_2); *15* — дайки и субвулканические образования эоценовых базальтов (βPg_2); *16* — палеогеновые дайки кварцевых порфиров ($\lambda\pi Pg$) и порфиритов (μPg_3); *17* — разрывные нарушения

Свиты: Pg_3(?) — брусиловская; Cr_2sn — ольгинская серия; $Cr_1\check{u}g$ — лужкинская; Cr_1th — таухинская; Ter — эрдагоуская; J_2gr — горбушинская; T_3tt — тетюхинская

и рассланцеванием наблюдается в ядре антиклинали, сложенной предположительно юрскими отложениями, в верхнемеловых отложениях в непосредственной близости от Тетюхинского надвига и около других разломов.

В северной части Верхне-Иманского района ширина синклинория возрастает до 70 *км*, однако значительная часть его складчатых структур перекрыта эффузивами. Обнаженная из-под их покровов площадь сложена готерив-альбскими и сеноман-туронскими отложениями. Они собраны в складки северо-восточного простирания (30—40°) длиной до 10 *км*, шириной 0,1—2 *км*. Складки узкие, острые, прямые, реже косые, обычные падения крыльев 50—60°. Шарниры большинства складок погружаются как на северо-восток, так и на юго-запад под углами 10—30°.

Разрывные нарушения Верхне-Иманского района аналогичны описанным выше для других районов синклинория.

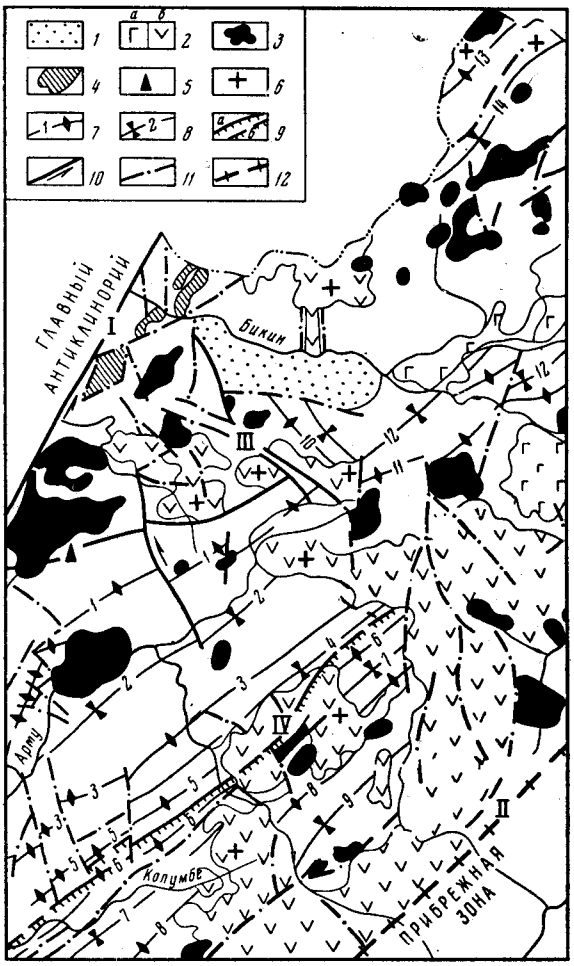


Рис. 32. Схематическая тектоническая карта зоны Главного синклинория Сихотэ-Алиня в пределах Арму-Иманского, Верхне-Кемского и Верхне-Бикинского рудных районов

1 — Верхне-Бикинская кайнозойская впадина; *2* — мезозойско-кайнозойские (неогеновые) базальты (*а*) и преимущественно сенон-датские эффузивы (*б*); *3* — позднемеловые и палеогеновые интрузии; *4* — предположительно позднепалеозойские интрузии; *5* — центры излияния неогеновых базальтоидов; *6* — то же, позднемеловых эффузивов; *7* — оси антиклинальных складок; *8* — то же, синклинальных складок; *9* — крупные надвиги и взбросы установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *10* — сдвиги; *11* — прочие разломы; *12* — то же, под покровами эффузивов.

Складчатые структуры: 1 — Кандоминская; 2 — Березовская; 3 — Нанцинская; 4 — Незнамовская; 5 — Бейцинская; 6 — Краевая сложная; 7 — Среднекемская; 8 — Таратайская; 9 — Секунжинская; 10 — складки северо-западного простирания; 11 — Килоуская; 12 — Бачелазская; 13 — Аникская; 14 — Верхне-Бикинская. Структурные швы: I — Центральный Сихотэ-Алинский; II — Прибрежный; крупные разломы: III — Дунгуза-Валинкуйский; IV — Колумбинский

Арму-Иманский район

Арму-Иманский район находится севернее Верхне-Иманского. Условная граница между ними проходит по водоразделу рек Березовая и Ороченка, сложенному эффузивами. Северной границей района служит Дунгуза-Валинкуйский разлом и Иман-Бикинский водораздел, где также широко развиты покровы эффузивов. На западе Арму-Иманский район ограничен Центральным Сихотэ-Алинским швом (I), а к юго-востоку от него расположен Верхне-Кемский район, граница с которым проходит по Колумбинскому разлому (IV).

https://rasmi.ru/

Арму-Иманский район подразделяется на две части, или подзоны: Татибинскую и Иманскую (рис. 32).

Татибинская подзона, выделенная А. И. Бурдэ (1960) под названием «Татибинского жесткого блока», имеет в плане форму треугольника, ограниченного с северо-запада Центральным швом, с северо-востока Дунгуза-Валинкуйским и с юга — Тунанцинским разломами. В геологическом строении Татибинского блока участвуют фаунистически доказанные верхнепермские отложения татибинской свиты, толща терригенно-кремнистых образований предположительно триасового возраста и толща песчано-глинистых пород, условно относимая к юре. Общая видимая мощность этих согласно залегающих отложений составляет 7—8 *км*. Выше с угловым несогласием залегают валанжин и готерив-альбские терригенные отложения с фауной.

Пермские, триасовые (?) и юрские (?) породы смяты в складки северо-восточного (40—50°) простирания с крутыми (60—80°) до опрокинутых крыльями, осложненными многочисленными продольными разломами (надвигами и взбросами) с преобладающим падением сместителей на юго-восток. Примером разреза осадочных толщ в Арму-Иманском районе может служить разрез по реке Татибе (рис. 33). Нижнемеловые отложения слагают простые складки, местами брахисинклинали с падением крыльев 30—60°. В северо-восточном направлении эти складки становятся более узкими и линейными, приближающимися по форме к складкам, характерным для более древних пород.

Тунанцинский разлом, ограничивающий Татибинский блок с юга, в бассейне р. Тунанцы, по В. М. Кочкину и Н. Г. Марченко, представляет зону рассланцованных и брекчированных пород шириной до 800 *м*, к которой приурочены интрузии. В междуречье Татибе — Кандома, по А. И. Бурдэ и В. А. Никогосяну, разлом состоит из системы продольных субпараллельных надвигов и взбросов шириной до 2 *км* со смещением по отдельным разломам до 1 *км*. Еще далее к востоку вдоль Тунанцинского разлома располагается поле позднемеловых эффузивов, в котором разлом не прослеживается. По А. И. Бурдэ, по крайней мере часть разломов возникла до внедрения гранитов. Дунгуза-Валинкуйский разлом изучен недостаточно. По И. А. Гаеву, он представлен серией сбросов, с которыми связаны излияния верхнемеловых эффузивов.

Иманская подзона сложена юрскими и меловыми отложениями. Нижняя часть разреза, относящаяся к нижней и средней юре, представлена песчано-глинистыми породами с кремнями, спилитами и линзами известняков и имеет мощность около 3,5 *км*. Выше, по данным Ю. Н. Размахнина, с размывом залегает терригенная осокинская толща верхнеюрского возраста мощностью около 1,4 *км*, также с размывом перекрытая нижнемеловыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и алевролитами мощностью до 5 *км*. Разрез завершается сеноман-туронскими терригенными породами мощностью до 4 *км*. Несмотря на наличие перерывов внутри толщи юрских и меловых отложений, они смяты в одном структурном плане. Этим описываемая зона резко отличается от Татибинского блока, представляющего, по мнению А. И. Бурдэ, относительно жесткую структуру, возникшую в среднеюрскую эпоху или раньше. В последующем он представлял собой упор, вблизи которого складки на юге, вдоль Тунанцинского разлома, имели широтное направление, а на севере, у Дунгуза-Валинкуйского разлома, северо-западное.

В междуречье Арму — Иман — Колумбе — Кема довольно детально изучен ряд структур (см. рис. 32). К югу от Тунанцинского разлома в бассейне р. Кандома располагается Кандоминская антиклиналь (1) протяженностью более 70 *км*. Простирание ее на юге 30—50°, а на севере близ Тунанцинского разлома 70—

http://jurassica.ru/

80°. Эта антиклиналь состоит из ряда складок второго порядка длиной 30—40 *км* при ширине 3—5 *км*. Ядра антиклиналей сложены юрскими породами, синклинали выполнены валанжином. Ядро антиклинали в междуречье Кандома — Арму состоит из антиклинальной и синклинальной складок. Антиклиналь острая с падением осевой поверхности ЮВ 70—80°, синклиналь — косая с крутым (60—70°) западным и пологим (30—50°) восточным крылом. Кандоминская антиклиналь в целом — наклоненная на северо-запад складка, нарушенная рядом продольных разрывов (ветвящиеся зоны дробления шириной до 300 *м*), со смещением юго-восточных блоков на северо-запад на расстояние до 2 *км*. Весьма многочисленны поперечные и диагональные разрывы. Диагональные разрывы — сдвиги субмеридионального простирания, концентрирующиеся в полосы сближенных разломов шириной 1—2 *км* при длине до 80 *км* и расстоянии между полосами 20—30 *км*. Между зонами субмеридиональных разрывов располагаются зоны поперечных северо-западных разрывов.

Юго-восточнее вдоль долины р. Арму располагается Березовская синклиналь (2). В южной и средней частях она состоит из ряда кулисообразно расположенных синклиналей второго порядка, разделенных небольшими антиклинальными

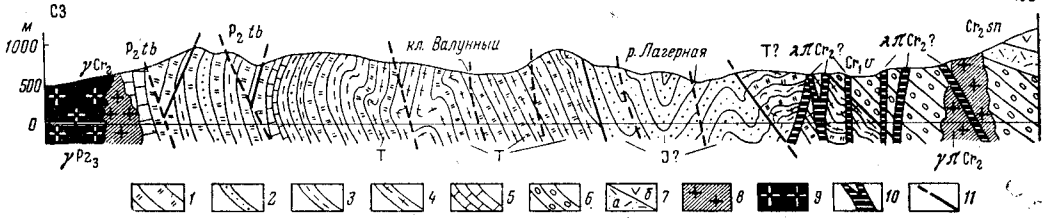


Рис. 33. Геологический разрез в верховье р. Татибе (по В. А. Никогосяну)

1 — кремнистые породы; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — окремненные алевролиты; *5* — известняки; *6* — конгломераты, гравелиты, песчаники; *7* — верхнемеловые эффузивы и их туфы (Cr_2sn) кислого (а) и среднего (б) состава; *8* — позднемеловые интрузии гранитов (γCr_2) и гранит-порфиров ($\gamma\pi Cr_2$); *9* — позднепалеозойские гранитоиды (γPz_3); *10* — позднемеловые дайки фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и гранофиров ($\lambda\pi Cr_2$); P_2tb — татибинская толща

складками. В северной части Березовская синклиналь сильно расширяется и сливается с синклинальными складками, расположенными на погружении Кандоминской и Нанцинской антиклиналей. Здесь она состоит из нескольких параллельно расположенных синклиналей, разделенных относительно узкими короткими антиклиналями. Типичная синклиналь второго порядка хорошо видна в приустьевой части р. Нанца. Она сложена песчаниковой толщей валанжина и имеет в поперечном сечении корытообразную форму с крутыми крыльями и плоским дном, вероятно, осложненным килевидным выступом и продольным тектоническим нарушением. Центроклиналь описываемой складки характеризуется, как и ее борта, крутыми падениями. Антиклинали в пределах Березовской синклинали сложены юрскими (?) породами. Во многих случаях они ограничены разрывами и близки к горст-антиклиналям.

Юго-восточнее располагается Нанцинская антиклиналь (3), состоящая из ряда антиклиналей второго порядка, сложенных юрой (?), и узких синклиналей, выполненных отложениями валанжина и реже готерив-альба. Дополнительные антиклинали часто характеризуются изменением формы от нижних горизонтов к верхним. Типичной является антиклиналь в бассейне ключа Узкого. Она имеет длину около 25 *км* при ширине 3—4 *км*, ядро же ее сложено нижней — средней юрой (?). Очертание ядра в плане овальное (3,5×1,5 *км*) со слегка оттянутыми концами. Углы падения пластов на крыльях и на своде 70—90°, приосевую часть ядра пересекает зона смятия. Вышележащие среднеюрские (?) породы образуют опрокинутую на северо-запад синклиналь. Падение юго-восточного крыла 60—80°, северо-западного опрокинутое (60—80°). Осевые поверхности складок волочения имеют падение на юго-восток, угол 70—80°. Простирание антиклинали неустойчиво: в юго-восточной части СВ 30—40°, далее к северо-востоку 70—80°, еще далее СВ 50° и вблизи окончания — СВ 75—80°.

Нанцинская антиклиналь с юго-востока сопровождается системой крутых надвигов или взбросов. Наиболее крупный надвиг расположен в юго-восточном крыле антиклинали ключа Узкого. Падение его юго-восточное, под углом 60—70°, простирание отличается от простирания антиклинали на 10—15°, причем надвиг в несколько сглаженной форме повторяет все изгибы ее осевой поверхности. Амплитуда смещения по надвигу до 1,5 *км*. Надвиг представляет зону дробленых (в песчаниках) или рассланцованных (в алевролитах) пород мощностью до 500 *м*. Максимальная мощность зоны отмечается в местах перехода от северо-восточного простирания к субширотному. Породы в зоне надвига окварцованы и хлоритизированы, причем интен-

https://jurassica.ru/

сивность изменений наиболее велика около изгибов надвига. Кроме описанного, в пределах антиклинали расположены еще два надвига.

Антиклиналь ключа Узкого разбита на ряд блоков многочисленными сбросами северо-западного простирания с амплитудой вертикального перемещения 200—300 *м* и резкими субмеридиональными сдвигами с амплитудой до 1000 *м*. Северо-западные разрывы имеют обычно небольшую протяженность и часто состоят из ряда параллельных кулисообразно расположенных разрывов, представляющих трещины или зоны дробления с четкими контактами. Антиклинальные складки второго порядка осложняются небольшими (до 40—50 *м*) прямыми и наклонными складками, в ядрах которых породы обычно сильно перемяты или раздроблены.

Юго-восточнее расположена Незнамовская сложная синклиналь (4), состоящая из ряда синклиналей второго порядка, выполненных валанжином и сеноман-туроном, и антиклиналей, сложенных юрой (?). Незнамовская синклиналь разделяется на две части цепочкой антиклинальных складок, прослеживающейся от верховьев р. Микулы через среднее течение ключа Незнамова и далее по левобережью р. Нанца, и продольным тектоническим разрывом, который представляет собой мощную (более 100 *м*) зону рассланцованных пород. Отдельные прямые или косые складки, составляющие Незнамовскую синклиналь, имеют ширину 4—6 *км* при длине 15—18 *км*, простирание их СВ 40—70°.

Типичны для Незнамовской синклинали складки, обнажающиеся на левом склоне долины р. Лагерной выше устья ключа Калымного. Антиклиналь, сложенная песчаниками, представляет сундучную складку с крутыми крыльями и плоским сводом, разбитым небольшими сбросами. Синклиналь, сложенная алевролитами, имеет коробчатую форму, а алевролиты внутри нее смяты дисгармонично по отношению к складке в целом. Антиклинали, образованные юрскими (?) породами, резко отличаются от описанных. Они представляют собой узкие складки с крутыми (80—95°) крыльями, часто сопровождающимися продольными разрывами.

Бейцинская антиклиналь (5) прослеживается от устья р. Бейца до среднего течения р. Лагерная, где скрывается под покровом эффузивов. Длина ее 35—40 *км* при ширине до 5 *км*. По данным П. Н. Антонова и А. И. Бурдэ, это опрокинутая на северо-запад складка, сложенная средней юрой (?), с углами падения северо-западного крыла 80—85° до опрокинутого и юго-восточного до 75°. На северо-западном крыле наблюдаются небольшие дополнительные складки. Антиклиналь погружается на северо-восток под углом до 30°. Вдоль осевой поверхности на периклинали она нарушена двумя продольными субширотными разрывами, выполненными дайками гранит-порфиров. Приблизительно поперек складки располагается полоса субмеридиональных сбросо-сдвигов, наиболее крупный из которых расположен в днище долины ключа Дальнего. Он представляет собой зону рассланцованных и милонитизированных пород мощностью до 100 *м*. По разрыву восточный блок смещается к северу на расстояние до 1,5 *км*. Бейцинская антиклиналь сопровождается рядом взбросов и надвигов, представляющих зоны дробления и смятия шириной до 200—300 *м*, в которых породы местами превращены в милониты с овалоидами измененных пород или в листоватые сланцы. Дайки и жилы в зонах разрывов расщепляются и приобретают простирание, согласное с простиранием разрыва. Падение разрывов северо-западное или юго-восточное под углами 60—70°.

Верхне-Кемский район

Верхне-Кемский район расположен к востоку от Арму-Иманского и отделяется от последнего Колумбинским разломом (IV). В междуречье Сица (Кемская) — Нанца (Арминская) этот разлом представлен зоной интенсивно рассланцованных пород мощностью до 400 *м* с падением на юго-восток, угол 70°, по этой зоне дробления готерив — альб надвинут на сеноман — турон (?). В междуречье Нанца (Арминская) — Лагерная разлом перекрыт позднесенонскими и датскими эффузивами, что определяет время подвижек по нему как раннесенонское. В среднем течении р. Лагерная, по А. И. Бурдэ, основное нарушение представлено зоной дробленых и рассланцованных пород мощностью 200—250 *м* с падением на юго-восток, под углом 60—70°, по которой готерив — альб надвинут на сеноман — турон и юру (?). Юго-западнее, в бассейне правых притоков р. Колумбе, зона разлома представляет сложную систему продольных разрывов, рассекающих готерив — альб, юру (?) и интрузию позднемеловых диоритов и гранодиоритов.

На юге Верхне-Кемский район граничит с Верхне-Иманским районом по условной линии, проходящей в широтном направлении от меж-

http://jurassica.ru/

дуречья Березовая — Ороченка на гору Лючихеза и далее по водоразделу рек Сица и Колумбе. С востока описываемый район ограничен Прибрежным швом, предполагаемым по геофизическим данным под покровами верхнемеловых и кайнозойских эффузивов. Эти же эффузивы перекрывают большую часть района.

Складчатый фундамент обнажен здесь на ограниченной площади в бассейнах рек Кема, Белембе и Колумбе и на левобережье р. Иман. Он сложен осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями готерив-альбского возраста (уктурская и лужкинская свиты) общей мощностью около 5 *км*.

По данным В. К. Мостового, эти отложения смяты в серию линейных складок северо-восточного простирания, среди которых в бассейнах рек Кема и Колумбе известны Краевая сложная антиклиналь, Среднекемская синклиналь, Таратайская антиклиналь и Секунжинская синклиналь (см. рис. 32).

Краевая сложная антиклиналь (6) протягивается вдоль западной границы Верхне-Кемского района р. Колумбе до р. Кема на расстоянии более 80 *км* при ширине до 10 *км*.

Она сложена породами юрского возраста. В верховьях р. Колумбе и вблизи водораздела рек Нанца и Кема, у краевых частей Колумбийской и Нанцинской вулкано-тектонических впадин шарнир складки погружается. Складки более низкого порядка, осложняющие Краевую антиклиналь, линейные, косые; углы падения северо-западных крыльев 60—70°, юго-восточных 45—65°.

Таратайская антиклиналь (8) протягивается из бассейна р. Колумбе через верховье рек Белембе и Такунжа до р. Кема близ устья ключа Кехтосо. Длина ее 80 *км* при ширине 10—15 *км*. Общее направление складки СВ 10—20°, но в бассейне р. Такунжа простирание изменяется до СВ 60—70°. Описываемая складка осложнена серией косых складок шириной 3—4 *км* с углами падения северо-западных крыльев 60—80° и юго-восточных 40—60°. Шарниры этих складок обычно погружаются под углом до 15°.

Среднекемская синклиналь (7) разделяет две описанные выше антиклинальные структуры. Длина ее около 80 *км*, ширина 5—7 *км*. На значительной части площади она перекрыта эффузивами. Складка состоит из ряда более мелких синклиналей и антиклиналей с размахом крыльев иногда до первых сотен метров. По характеру складки сходны с вышеописанными в антиклиналях, также с заметной асимметрией (углы падения северо-западных крыльев 60—70°, юго-восточных 40—60°).

Секунжинская синклиналь (9) расположена на водоразделе рек Секунжа и Такунжа (правые притоки р. Кема). Ядро ее выполнено верхними частями разреза уктурской свиты и лужкинской свитой. Характер складчатости сходен с другими складчатыми структурами Верхне-Кемского района. Отличительной особенностью является присутствие продольных нарушений, связанных с Секунжинским разломом, характеристика которого приведена в описании тектоники верхнего структурного этажа.

Верхне-Бикинский район

Верхне-Бикинский район расположен северо-восточнее Арму-Иманского, граница с ним по Дунгуза-Валинкуйскому разлому. Условная граница его с Самаргинским районом проходит по Главному водоразделу Сихотэ-Алиня.

Из пород складчатого фундамента в данном районе обнажаются юрские, нижне- и верхнемеловые отложения, залегающие, по-видимому, без угловых несогласий и перерывов в осадкообразовании. В их составе преобладают морские терригенные флишоидные отложения, среди которых встречаются кремни и порфириты.

На левобережье р. Бикин к югу от Верхне-Бикинской впадины породы смяты в складки северо-западного направления (10) согласного с простиранием Дунгуза-Валинкуйского разлома. На остальной территории района преобладают линейные складки северо-восточного про-

http://jurassic.ru/

стирания, осложненные многочисленными разломами. Из этих складок в южной части района крупнейшими являются Кунгулазская антиклиналь и Плотниковская синклиналь (см. рис. 32).

Плотниковская синклиналь (12) прослеживается от Арму-Бикинского водораздела в северо-восточном направлении почти на 100 *км*. В юго-западной части простирание ее оси 35—40°, к северу оно плавно меняется до 20—25°. В этом же направлении плавно погружается шарнир складки. Ядро синклинали сложено альб-сеноманскими отложениями, юго-восточное крыло и часть ядра перекрыты эффузивами. Северо-западное крыло осложнено разломами и дополнительными складками. Преобладающие углы падения пород на этом крыле 40—60°.

Кунгулазская антиклиналь (11) имеет длину около 60 *км*. На юге она перекрыта кайнозойскими отложениями Верхне-Бикинской впадины, на севере продолжается за пределы края. Шарнир складки ундулирует, в ее ядре залегают сеноман-туронские или готерив-альбские отложения. Крылья синклинали осложнены дополнительными складками длиной до 3 *км* с падением крыльев 20—80°.

В северной части района наиболее изучена Аникская антиклиналь (13), имеющая простирание 40—45° и длину в пределах Приморья до 30 *км*. На севере антиклиналь оборвана разломом, на юго-западе уходит на территорию Хабаровского края. Ядро складки сложено валанжином, крылья готеривом — нижним альбом. Складка прямая с падением крыльев до 80°, осложненная дополнительными складками длиной до 6 *км*, продольными и поперечными разломами. Восточнее расположена Верхне-Бикинская горст-антиклиналь (14). Длина ее около 30 *км*, ширина 4—6 *км*. Эта структура ограничена продольными разломами и сложена сильно дислоцированными отложениями предположительно юрского возраста.

На остальной площади описываемого района породы складчатого фундамента смяты преимущественно в прямые складки северо-восточного простирания длиной 2—10 *км* с падением крыльев 40—80°. Вблизи крупных разломов или гранитных интрузий простирание складок меняется на субширотное, реже на северо-западное.

Самаргинский район

Самаргинский район занимает северо-восточную часть Приморья (см. рис. 7). Породы складчатого фундамента, сложенного меловыми отложениями, здесь занимают незначительную площадь, в основном в бассейне р. Самарга. Тектоника этого района изучена слабо. По имеющимся данным характер дислокаций меловых осадочных отложений здесь такой же, как в Верхне-Бикинском районе.

Прибрежная антиклинальная зона

Прибрежная зона расположена на берегу Японского моря, она отделяется от Главного синклинория Сихотэ-Алиня Прибрежным швом. На крайнем юго-западе ее границей с Южно-Приморской зоной служит Центральный шов. Северная часть Прибрежной зоны, так же как и Прибрежный разлом, перекрыты эффузивами, и здесь они выделяются по геофизическим данным.

Описываемая зона имеет северо-восточное простирание, ее длина по суше около 500 *км*, максимальная ширина 60 *км*, а с учетом шельфа — до 90 *км*. Площадь Прибрежной зоны 18,5 тыс. *км*^{2} (11% от площади края), а вместе с шельфом около 32 тыс. *км*^{2}.

А. З. Лазарев (1939а, б) объединял рассматриваемую зону с прилегающими с запада районами Главного синклинория и Южно-Приморской зоны и относил ее к периферической антиклинальной области. П. Н. Кропоткин (1953 и др.) предложил именовать эту область Прибрежной антиклинальной зоной, но выделил из нее узкую полосу вдоль побережья (кроме участка на юге зоны), которая им была названа Приморской зоной кайнозойской складчатости. Н. А. Беляевский (1956 и др.) зону кайнозойской складчатости не выделял и рассматривал описываемую структуру как Прибрежную зону Тетюхинского прогиба. И. И. Берсенев (1964а) предложил проводить границу Прибрежной

http://jurassica.ru/

антиклинальной зоны по Тетюхинскому надвигу, который позднее получил название Прибрежного шва.

Прибрежную антиклинальную зону изучали Ю. М. Антонов, Л. А. Ривош, Г. К. Шило, В. Н. Землянов и В. К. Клюев и др.

Прибрежная зона расположена в полосе интенсивного повышения аномалий силы тяжести в сторону океана. Тем не менее, по В. Н. Землянову и В. К. Клюеву, Прибрежной антиклинальной зоне соответствует ряд гравитационных максимумов зачастую северо-западного направления. Геомагнитное поле также образует довольно широкую полосу более или менее интенсивных положительных аномалий северо-восточного направления; активность и размеры указанной полосы увеличиваются с юго-запада на северо-восток.

Складчатый фундамент описываемой зоны обнажается на ограниченных площадях в бассейнах рек Судзухе, Таухе, Пфусунг, Аввакумовка, Холувай, Тадуши, Тетюхе и на очень маленьких участках в других местах.

В юго-западной части зоны, по данным М. И. Дедова и др., этот фундамент сложен геосинклинальными карбон-нижнепермскими отложениями, на которых с размывом и угловым несогласием залегает толща морских геосинклинальных отложений, относящихся к чандалазскому горизонту верхней перми. Последние имеют типичный регрессивный характер верхней части разреза, сложенного песчаниками с остроугольными обломками алевролитов, аргиллитов и кремнистых пород. Выше несогласно залегает верхний триас, хотя в краевой части зоны не исключено присутствие нижнего и среднего триаса. Разрез заканчивается терригенными отложениями таухинской свиты (берриас), залегающей с резким угловым несогласием на палеозое. Общая видимая мощность складчатого фундамента здесь 5600—6800 *м*.

Таким образом, в этой части Прибрежной зоны из разреза складчатого фундамента, по крайней мере во многих местах, выпадает верхняя часть нижней и нижняя часть верхней перми (вероятно, поспеловский и владивостокский горизонты), людянзинский горизонт верхней перми, нижний и средний триас, юра, весь мел, за исключением его нижнего яруса. Это указывает на типичный геоантиклинальный характер юго-западной части Прибрежной зоны.

В северо-восточном направлении наблюдается пологое погружение шарнира Прибрежной зоны и часть отмеченных выше перерывов заполняется осадками. Так, в Тетюхинском и Восточно-Кавалеровском районах можно предположить наличие нижнего и среднего триаса и доказано присутствие юрских отложений; валанжин установлен в бассейне р. Пфусунг и в ряде районов севернее: готерив-альбские и сеноман-туронские морские и континентальные отложения известны в Тетюхинском районе. Отсюда можно предположить, что Прибрежная зона на северо-востоке сливается с Главным синклинорием Сихотэ-Алиня.

Вулканогенно-осадочный чехол в юго-западной части зоны залегает на складчатом фундаменте с резким угловым несогласием. В ее северо-восточной части, в связи с появлением в разрезе мощных толщ верхнемеловых отложений это несогласие теряется среди многочисленных перерывов, существующих как внутри самого вулканогенного комплекса, так и в подстилающих его толщах. Общая видимая мощность всего разреза Прибрежной зоны достигает 13—17 *км*. По предварительным данным глубокого сейсмического зондирования (ГСЗ), проведенного по профилю с. Нижние Лужки — с. Суворово — устье р. Тадуши и далее через Японское море до берегов Японии, мощность земной коры в прибрежной части суши составляет 20—25 *км*, причем около 10—12 *км* приходится на «базальтовый» слой.

http://jurassica.ru/

Тектоника Прибрежной зоны описана с юго-запада на северо-восток по материалам И. З. Бурьяновой, М. И. Дедова, А. М. Нехорошева, Н. С. Подгорной, А. И. Бураго, А. Н. Калягина, Р. И. Соколова, Ю. Т. Гурулева, Е. Д. Касьяна, В. В. Ветренникова и др.

Щербаковский район

В бассейнах рек Судзухе и Таухе породы складчатого фундамента слагают серию складок, осложненных многочисленными разломами. Простирание их изменяется от субмеридионального в западной части района до северо-восточного в восточной, образуя пологие дуги, обращенные выпуклой стороной на северо-запад. Шарниры складок полого погружаются на северо-восток. С запада эта система складок оборвана Прибрежным швом. Последний представлен на этом участке надвигом и сопряженными с ним сдвигами. С северо-востока эти складки перекрыты верхнемеловыми эффузивами, контакт с которыми часто проходит по сбросам. Крылья большинства складок срезаны разломами.



Рис. 34. Схематическая тектоническая карта Щербаковского района Прибрежной антиклинальной зоны (по М. И. Дедову)

Условные обозначения см. на рис. 30. Складчатые структуры: 1 — Тигровореченская, 2 — Перевальная, 3 — Канихезская, 4 — Имбишинская, 5 — Сокольчинская, 6 — Гупичинская, 7 — Таухинская, 8 — Прибрежная

В пределах описываемого района выделены (с северо-запада на юго-восток): Тигровореченская антиклиналь, Перевальнинская синклиналь, Канихезская антиклиналь, Имбишинская синклиналь, Сокольчинская антиклиналь, Таухинская синклиналь и Прибрежная антиклиналь (рис. 34).

Тигровореченская антиклиналь (1) расположена в бассейне р. Судзухе. Ее северо-западное крыло срезано Прибрежным швом (надвигом). Эта складка прослеживается в северо-восточном направлении на 26—28 *км* от верховьев р. Канихеза до меридионального разлома, проходящего по долине р. Таухинская падь. Ядро складки сложено карбон-нижнепермскими отложениями, а крылья — верхней пермью. Верхнепалеозойские отложения здесь образуют ряд дополнительных складок с крутыми (более 75°), часто опрокинутыми крыльями, осложненными разрывами. В породах развиты будинаж, плойчатость, зоны дробления.

Ось Перевальнинской синклинали (2), имеющей длину около 25 *км*, расположена в 2—3 *км* южнее оси Тигровореченской складки. Синклиналь выполнена верхнетриасовыми и в меньшей мере нижнемеловыми отложениями, ширина выходов которых 1—3 *км*. Северо-западное крыло складки оборвано разломом, характер которого не установлен, юго-восточное крыло перекрыто Перевальнинским надвигом. Мезозойские отложения здесь смяты в крутые линейные складки второго порядка с углами падения 50—80°.

Канихезская антиклиналь (3). Длина складки 20—25 *км*. Ее северо-западное крыло и часть ядра, сложенного карбоном — нижней пермью, срезаны Перевальнинским надвигом. Шарнир складки погружается на северо-восток, поэтому верхнепермские отложения, слагающие ее юго-восточное крыло, к востоку от Таухинского перевала распространены и в пределах ее ядра.

Имбишинская синклиналь (4) имеет длину около 30 *км* и прослеживается от верховьев р. Имбиша на северо-восток. Ось ее пересекает р. Таухе в 4 *км* ниже Таухинского перевала. Складка косая — на юго-восточном крыле породы обычно находятся в опрокинутом залегании, падая под углом 70—90°. Северо-западное крыло крутое (70—80°). Широко развитые складки второго порядка также опрокинуты на северо-запад, их ширина 100—300 *м*, амплитуда 100—200 *м*, углы падения пород 70—90°, широко развита гофрировка крыльев с образованием мелких (5—10 *м*) складок сложной конфигурации (опрокинутые, лежачие и др.).

Сокольчинская антиклиналь (5) простирается от верховьев р. Сан-

https://jurassica.ru/

дагоу (левый приток р. Судзухе) через с. Сокольча, имея длину около 40 *км*. Складка сложена карбон-нижнепермскими отложениями. Шарнир ее погружается на северо-восток, и на левобережье р. Таухе палеозойские отложения перекрыты таухинской свитой. Общий характер складчатости здесь аналогичен вышеописанной, но в карбон-нижнепермских сланцах здесь, кроме того, широко развита очень мелкая (5—20 *см*) плойчатость.

Таухинская синклиналь (7) выполнена одноименной свитой. На юго-западе эта складка перекрыта сенон-датскими эффузивами и прорвана позднемеловыми гранитами. Предполагаемая длина ее около 40 *км*, ширина (по подошве нижнего мела) 4—5 *км*. Складка прямая, углы падения крыльев 50—80°, дополнительные складки имеют аналогичную форму при ширине до 0,5 *км*. Гофрировка пород не наблюдалась, будинаж указывает на наличие разломов.

Прибрежная антиклиналь (8) представляет собой сложную систему складок, сложенных карбон-нижнепермскими отложениями и простирающихся вдоль берега моря. Длина ее от окрестностей пос. Преображение до долины р. Ванчин около 80 *км*. На значительных площадях эта структура перекрыта эффузивами и ассимилирована крупными интрузиями гранитоидов. Породы лежат здесь очень круто (более 75°), часто наблюдаются опрокинутые залегания, широко развит будинаж, зоны дробления, плойчатость.

Из широко развитых в этом районе разломов укажем на Перевальненский надвиг, Таингоуский и Прямушкинский сдвиги. Перевальненский надвиг отделяет одноименную синклиналь от Канихезской антиклинали. По этому разлому палеозойские отложения, по-видимому, надвинуты с юго-востока на мезозойские отложения. В последних вблизи разлома наблюдается зона смятия и будинажа мощностью 200—300 *м*, сместитель представлен интенсивно рассланцованными и милонитизированными породами мощностью 5—10 *м*. Угол падения сместителя не установлен. К разлому приурочены дайки порфиритов длиной до 3 *км* и мощностью от 10 до 400 *м* и многочисленные кварцевые прожилки.

Таингоуский левосторонний сдвиг прослеживается вдоль долины одноименной реки (приток р. Судзухе) в юго-восточном направлении через верховье р. Имбиша до бухты Кит. Амплитуда горизонтального перемещения 1—3 *км*, падение сместителя близко к вертикальному (около 80°).

Прямушкинский сдвиг проходит от низовий р. Имбиша через долину ручья Прямушка в район бухты Валентин. Длина его около 30 *км*. Это левосторонний сдвиг с амплитудой 0,7—1,2 *км*. Разлом представлен серией вертикально падающих зон дробления мощностью до 5 *м* с горизонтальной штриховкой зеркал скольжения. Разлом рассекает позднемеловые граниты и залечивается предположительно палеогеновыми гранит-порфирами, слагающими дайки мощностью до 0,2 *км* и длиной до 1,5 *км*.

В бассейне р. Пфусунг породы складчатого фундамента обнажаются близ с. Щербаковка. Здесь выделяется Щербаковская сложная антиклиналь северо-восточного простирания, сложенная сильно дислоцированными карбон-нижнепермскими отложениями. Оба крыла складки оборваны разломами. Разлом, ограничивающий северо-западное крыло, вероятно, представляет собой надвиг, по которому палеозойские отложения надвинуты на таухинскую свиту. Характер разлома, ограничивающего антиклиналь с юго-востока, не установлен. Возможно, он является сбросом. Нижнемеловые отложения, развитые по обе стороны антиклинали, смяты в складки с углами падения крыльев 40—60°.

Ольгинский район

В Ольгинском районе в бассейнах рек Аввакумовка и Холувай, палеозойские и мезозойские отложения обнажаются на ограниченной площади. Верхнепалеозойские отложения здесь смяты в узкие складки с крутыми (70—90°), часто опрокинутыми крыльями. Простирание их

http://jurassica.ru/

северо-восточное с отклонениями на отдельных участках к широтному или меридиональному. Породы будинированы, рассланцованы или раздроблены. Меловые отложения смяты в крутые (40—60°), но более широкие складки. Главной структурой этого района является Зародовская антиклиналь, прослеживающаяся из долины р. Аввакумовка в северо-восточном направлении до горы Зарод (см. рис. 9). Ядро антиклинали сложено каменноугольными и пермскими, крылья — пермскими, предположительно юрскими и меловыми отложениями. Северо-западное крыло антиклинали оборвано надвигом. Многочисленные разломы рассекают также и ядро складки.

Восточно-Кавалеровский район

В Восточно-Кавалеровском районе складчатый фундамент обнажается в бассейнах рек Сибайгоу, Тадуши и Кенцухе (см. рис. 30). Западная граница района условно проводится по Кавалеровскому разлому (II), проходящему к западу от выходов палеозойских отложений, слагающих горы Ким, Кавалерово, скалу Арсеньева. Разлом представляет собой систему надвигов и сопряженных с ними сдвигов. На левобережье р. Тадуши эта граница проходит по широтному разлому, а в долине р. Кенцухе — по Кенцухинскому надвигу (IV).

Рассматриваемый район отличается очень сложным строением, ведущая роль здесь принадлежит надвигам и сдвигам. К кислу наиболее крупных складчатых структур относятся Кавалеровская и Алинская антиклинали, Индолазская синклиналь и Шифолазская сложная синклиналь.

В западной части района расположена Кавалеровская антиклиналь (6). Ядро ее сложено каменноугольными и пермскими, а крылья — триасовыми отложениями. Антиклиналь разорвана левосторонним меридиональным сдвигом с амплитудой до 4 *км*. Множество более мелких взбросов, надвигов, сдвигов и сбросов осложняют ее структуру. Предполагается, что эта антиклиналь расположена в фронтальной части крупного надвига. Подтверждением этому служит останец аллохтона, установленного А. И. Бураго на левобережье р. Лудье севернее пос. Кавалерово. Останец сложен пермскими и триасовыми отложениями, залегающими по тектоническому контакту на таухинской свите (низы нижнего мела). В южной части антиклинали аналогичное соотношение между палеозоем и триасом предполагает Ю. Т. Гурулев.

С востока к Кавалеровской антиклинали по серии разломов примыкает Индолазская синклиналь (7), сложенная в ядре нижнеюрскими отложениями, а на крыльях верхним триасом.

Восточнее расположена Алинская антиклиналь (8). В ее ядре обнажается верхний триас, на крыльях — нижняя юра. Породы на крыльях этих складок залегают под углом 50—90°, часто встречаются опрокинутые залегания. Складки разбиты многочисленными продольными и поперечными разломами.

Шифолазская сложная синклиналь (9) находится в бассейне одноименной реки. Складка выполнена юрскими и нижнемеловыми отложениями, на крыльях местами залегает триас. Западное крыло, сложенное на водоразделе р. Шифолаза и ключа Радостного нижнемеловыми (?) отложениями, имеет пологое (10—15°) падение. Восточное крыло в северной части перекрыто Кенцухинским надвигом. На этом участке в ядре и на восточном крыле синклинали развиты узкие (0,3—0,4 *км*) опрокинутые на северо-запад и лежачие складки второго порядка. В южной части синклинали ее ось отходит дальше от надвига и здесь преобладают прямые или косые складки с падением крыльев 30—60°, разбитые мелкими разломами различных типов.

Кенцухинский надвиг является одной из главных ветвей Прибрежного шва. Он прослеживается вдоль левобережья рек Сибайгоу и Кенцухе на протяжении около 30 *км*, скрываясь на севере и юге под по-

http://jurassica.ru/

кровы верхнемеловых эффузивов. Амплитуда горизонтального перемещения по надвигу, определенная по геофизическим данным, достигает 5—6 *км*. На левобережье р. Тадуши надвиг разорван сдвигом северо-восточного простирания. Поднадвиговая часть сложена триасовыми, юрскими, нижнемеловыми и верхнемеловыми отложениями, надвинутая часть — карнийскими известняками, а также среднеюрскими (?) порфиритами и кремнистыми породами (рис. 35).

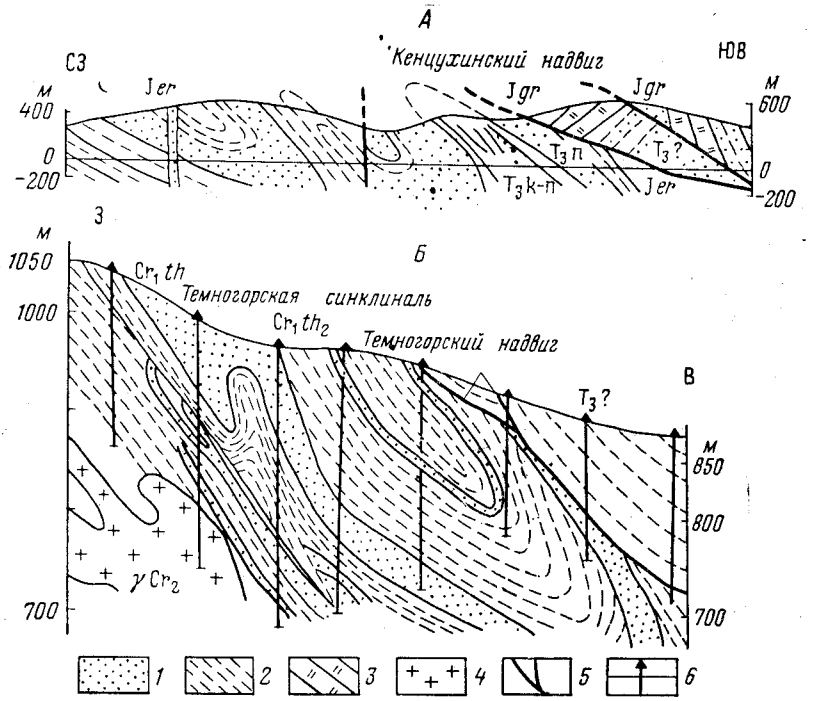


Рис. 35. Геологические разрезы через зоны Кенцухинского (А) и Темногорского (Б) надвигов (по А. И. Бураго)

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — кремнистые породы; *4* — позднемеловые граниты (γCr_2); *5* — разрывные нарушения; *6* — буровые скважины
Свиты: Cr_1th — таухинская; J_2gr — горбушинская; *Jer* — эрдагоуская

На левобережье р. Сибайгоу, по данным Ю. Т. Гурулева, сместитель имеет пологое (5—10°) падение. В лежачем боку надвига скважинами местами вскрыты верхнемеловые отложения предположительно петрозуевской свиты (турон). Висячий бок здесь представлен кремнистыми толщами горбушинской свиты (юра).

На левобережье р. Кенцухе, по А. И. Бураго (1964 г), аллохтон представлен карнийскими порфиритами и известняками, перекрытыми толщей кремнистых пород. Автохтон сложен предположительно норийскими, юрскими и меловыми отложениями. Таким образом, поверхность надвига срезает различные горизонты мезозойских отложений в висячем боку, а сам надвиг перекрывает разновозрастные толщи сильно дислоцированных пород.

К востоку от надвига в полосе шириной до 8 *км* породы смяты в складки, опрокинутые на северо-запад. Далее на восток дислоцированность пород ослабевает. Лежачие складки здесь не отмечались, опрокинутые залегания встречаются редко, хотя преобладающие углы падения пород обычно крутые (45—70°).

http://jurassic.ru/

Тетюхинский район

В Тетюхинском районе складчатый фундамент обнажается на двух участках — западном и восточном. Западный участок, или Кенцухе-Горбушинское поднятие, имеет длину около 30 *км* и ширину до 10 *км*. Он расположен в основном в бассейне верхнего течения р. Кенцухе и в среднем течении р. Тетюхе. Восточный участок, именуемый Мономаховским поднятием, находится в нижнем течении р. Тетюхе.

Главнейшими структурами Кенцухе-Горбушинского поднятия являются Тетюхинский и Кенцухинский надвиги (см. рис. 30). Четкая граница между Главным синклинорием и Прибрежной зоной проходит по Тетюхинскому надвигу (III).

Кенцухинский надвиг в верховьях рек Кенцухе и Кривая, по мнению А. И. Бураго и А. Н. Калягина, перемещен к северу по Сибайгоускому левостороннему сдвигу примерно на 10 *км*. Автохтон сложен нижнемеловыми отложениями, аллохтон аналогичен аллохтону нижнего течения р. Кенцухе. Надвинутый блок состоит из системы складок северо-восточного простирания, сложенных верхнетриасовыми отложениями и породами горбушинской свиты. Эти складки срезаются надвигом, который имеет здесь субширотное простирание. Сместитель надвига на этом участке изучен слабо.

Тетюхинский (Нежданковский) надвиг (III) имеет северо-восточное простирание и прослеживается на 20 *км*, уходя на юге и севере под покровы верхнемеловых эффузивов. По данным Ю. Т. Гурулева и др., сместитель надвига падает на юго-восток под углом 10—50°. Автохтон сложен нижне- и верхнемеловыми отложениями, аллохтон-триасом и юрой. Поверхность надвига срезает разные горизонты верхнего триаса, представленного кремнями и известняками, и перекрывает разновозрастные толщи мела. По данным горных выработок и скважин, кремни в зоне надвига превращены в милониты мощностью до 40 *м*, а меловые песчаники и алевролиты — в очень сильно перемятую зону мощностью до 200 *м*, изобилующую зеркалами скольжения. Зона сместителя выполнена тектонической глиной мощностью 2—3 *м*. В висячем боку надвига параллельно главному сместителю расположено несколько надвигов длиной 1,5—2 *км* с амплитудой горизонтального смещения 100—200 *м*. Общая амплитуда перемещения по Тетюхинскому надвигу, вероятно, измеряется многими километрами.

В пределах надвинутого блока выделяются следующие основные складки с северо-запада на юго-восток: Северная антиклиналь, Центральная синклиналь, Центральная антиклиналь и синклиналь 27-го ключа (см. рис. 30).

Северная антиклиналь (10) представлена только ядром и юго-восточным крылом, так как ее северо-западное крыло срезано Тетюхинским надвигом. Складка прослежена в северо-восточном направлении на 13 *км* из долины р. Нежданки до пади Николаевской, где она вскрыта под покровом эффузивов скважинами. Ядро антиклинали сложено триасовыми отложениями, на размытой поверхности которых залегают породы горбушинской свиты (см. рис. 31, *Г-Г*). Породы круто (60—80°) падают к северо-западу и юго-востоку. На юго-восточном крыле антиклинали наблюдаются дополнительные складки. По западному склону водораздела между р. Тетюха и падями Брудеровской и Шубинской имеются четыре складки третьего порядка, сложенные тетюхинской свитой. Оси их протягиваются в субмеридиональном направлении. Длина складок 0,8—1 *км*, ширина 250—400 *м*, высота 300—400 *м*. Складки опрокинуты на запад, углы падения пород 60—80°, в замках 30—50°. В пади Малышевской антиклинальная и синклинальная складки, расположенные кулисообразно, простираются на северо-восток. Длина их 0,9—1,2 *км*, ширина 700 *м*, высота 50—100 *м*, углы падения крыльев 20—60°. В междуречье падей Шубинской и Партизанской две антиклинальные и разделяющая их синклинальная складки ориентированы почти вкрест простирания основных структур в направлении на юго-восток (110—120°). Длина складок 1,5—2 *км*, ширина 350—400 *м*. Многочисленными разломами

http://jurassic.ru/

складки секутся на ряд блоков, обычно сдвинутых, а также приподнятых или опущенных относительно друг друга, с амплитудой перемещения до 500 *м*.

Центральная синклиналь (11) прослеживается из долины ключа Тигрового через долины р. Инза, в бассейне падей Николаевской и Широкой. Ось ее субпараллельна оси Северной антиклинали. Ядро и крылья складки сложены горбушинской свитой. Крылья круто (60—80°) падают на юго-восток и северо-запад, в замках складки залегание слоев 30—50°. Складка острая, сильно сжатая. На юго-восточном крыле синклинали имеется дополнительная синклиналь с осью, ориентированной почти вкрест простирания Центральной синклинали. Складка опрокинутая, длина ее 500—700 *м*, ширина 250—300 *м*, породы круто (50—80°) падают на юго-запад. Подобные складки имеются и на других участках. Центральная синклиналь разбита продольными взбросами или надвигами и поперечными сбросами.

Центральная антиклиналь (12) прослеживается от верховьев ключа Тигрового в долину р. Тетюхе и далее в бассейн р. Горбуша. Ось ее так же, как и оси вышеописанных складок, меняет простирание от северо-восточного (20—30°) в юго-западной части площади до северо-восточного (50—60°) в ее центральной части, далее принимает субмеридиональное направление и на севере вновь меняет направление на северо-восточное 40°. Ядро складки сложено интенсивно будинированными песчаниками и алевролитами нижнего и среднего триаса, крылья — тетюхинской и частично горбушинской свитами. Антиклиналь острая, сжатая, опрокинутая на юго-восток, осложненная несколькими мелкими складками. Протяженность их 250—300 *м*, ширина 70—100 *м*, высота 100 *м*. Складка разбита поперечными разломами на четыре блока. Продольным разломом, вероятно, надвигом, она отделена от Центральной синклинали. Ряд мелких продольных разломов осложняют ее восточное крыло.

Синклиналь 27-го ключа расположена в восточной части Кенцухе-Горбушинского поднятия. Ядро складки выполнено нижнемеловыми отложениями, залегающими с угловым несогласием на горбушинской свите. Значительная часть складки ассимилирована гранитоидной интрузий, ширина ее по подошве меловых отложений 7—8 *км*. Синклиналь прямая, осложненная дополнительными складками. Падение ее крыльев 50—70°. Продольными ступенчатыми сбросами восточное крыло синклинали опущено примерно на 600 *м*.

В пределах Мономаховского поднятия породы складчатого фундамента слагают систему линейных складок северо-восточного простирания. В ядрах антиклиналей обнажаются триасовые и юрские отложения, синклинали выполнены нижнемеловыми и верхнемеловыми толщами. Тектоника этого участка изучена хуже, чем в районе пос. Тетюхе. По имеющимся данным характер дислокаций здесь мало отличается от вышеописанного.

Бикинская зона

Бикинская зона расположена в северо-западной части Приморья и отделяется от Алчанской зоны Алчанским швом. Большая часть зоны находится за границами Приморского края, а в пределах описываемой территории ее площадь составляет всего около 3400 *км*² (2% от площади края).

А. З. Лазарев (1939а) относил эту зону к синклинальной области, расположенной к западу от Центрального антиклинория Сихотэ-Алиня. П. Н. Кропоткин и др. (1953) именовали данную зону Бикинским антиклинорием, а Н. А. Беляевский (1955) — Нижне-Бикинским прогибом. Оба автора считали, что Бикинская зона сложена мезозойскими отложениями. И. И. Берсенев (1960) относил ее к области мезозойской складчатости, указав на участие в ее строении верхнепалеозойских отложений наряду с мезозойскими.

Геологическое строение Бикинской зоны изучали в последние годы Ф. Р. Лихт, Б. Я. Черныш и др., по их материалам и дано описание ее тектоники.

Складчатый фундамент Бикинской зоны подразделяется на два структурных яруса. Нижний структурный ярус сложен каменноугольными и пермскими морскими геосинклинальными отложениями общей видимой мощностью около 7000 *м*. Близ границы Приморья и далее к се-

http://jurassica.ru/

веро-западу на территории Хабаровского края они прорваны позднепермскими (?) гранитоидами. Верхний структурный ярус сложен, по-видимому, людянзинским горизонтом верхней перми и триасом. Верхнепермские и триасовые отложения развиты лишь в южной части зоны, где они представлены морскими терригенными осадками, лежащими с резким угловым несогласием на геосинклинальном верхнем палеозое. На севере зоны и в пограничных районах Хабаровского края на верхнепалеозойских отложениях и прорывающих их гранитоидах с угловым несогласием залегает культухинская свита предположительно верхнеюрского возраста.

В бассейне р. Култуха кровля свиты неизвестна, поэтому не исключено, что в верхней части разреза свиты могут присутствовать и нижнемеловые отложения. Мощность свиты на этом участке около 2500 *м*. Общая видимая мощность стратиграфического разреза складчатого фундамента 17 тыс. *м*.

Породы складчатого фундамента смяты в складки преимущественно северо-восточного (35—45°) простирания, осложненные многочисленными разломами.

В южной части Бикинской зоны на территории Приморья выделяются Чернореченская синклиналь, Самурская сложная антиклиналь и Зарубинская синклиналь. В северной части зоны расположены Хайсанская сложная антиклиналь, Култухинская синклиналь и Горбунская антиклиналь (рис. 36).

Чернореченская синклиналь (1) обнажается из-под толщи верхнемеловых и кайнозойских отложений на ограниченной площади. Ее ядро сложено триасовыми, а крылья верхнепермскими породами. Складка косая, юго-восточное крыло имеет падение под углом 20—30°, северо-западное 40—60°, это крыло осложнено дополнительными складками и многочисленными разломами.

Самурская сложная антиклиналь (2) находится в пределах восточных склонов одноименного хребта. С юго-востока антиклиналь по разлому граничит с Чернореченской синклиналью, северо-западное крыло и часть ядра срезаны надвигом (?). Ширина складки между указанными разломами 6—8 *км*, длина более 40 *км*. Падение пород в ядре 50—80°, на крыльях 30—80°, что связано с наличием косых и опрокинутых дополнительных складок. Многочисленные продольные и поперечные разломы осложняют строение антиклинали.

Зарубинская синклиналь (3) выполнена нижнемеловыми отложениями. Ось ее меняет направление от субширотного до северо-восточного (15—20°), шарнир погружается на северо-восток, в ядре залегание слоев пологое, на крыльях 10—25°, вблизи надвига (?) до 60° и более.

Хайсанская сложная антиклиналь (4) находится в междуречье Алчан — Култуха, имея длину около 35 *км*. На западе она оборвана меридиональным сдвигом, являющимся, возможно, продолжением Фудзино-Иманского сдвига, на востоке упирается в Алчанский шов. Антиклиналь сложена каменноугольными и пермскими толщами, юго-восточное крыло и часть ядра перекрыты верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями, северо-западное крыло срезано Култухинским надвигом. Рассматриваемая структура состоит из системы узких линейных, опрокинутых на северо-запад складок, преобладающее падение пород на юго-восток под углами 35—80°.

Култухинская сложная синклиналь (5) расположена в бассейне р. Култуха. Она выполнена предположительно верхнеюрскими отложениями култухинской свиты. Юго-восточное крыло структуры срезается серией нарушений, образующих зону надвига. Ряд субмеридиональных левосторонних сдвигов разрывают ее в диагональном направлении. Шарнир Култухинской структуры погружается на северо-восток. Мезозойские отложения в ее пределах собраны в косые и опрокинутые на северо-запад складки с преобладающим падением крыльев 20—70°.

Горбунская антиклиналь находится на территории Хабаровского края и лишь часть ее юго-восточного крыла расположена на описываемой площади. Антиклиналь сложена сильно дислоцированными пермскими отложениями и прорывающими их гранитами.

Вулканогенно-осадочный чехол, слагающий верхний структурный этаж Бикинской зоны, представлен верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями. Наиболее древние из них — эффузивы алчанской свиты (се-

http://jurassic.ru/

номан — турон) — залегают с резким угловым несогласием на более древних породах, выполняя брахисинклинальные складки с углами падения крыльев 10—15°, реже до 40°.

Позднемеловые и кайнозойские структуры области мезозойской складчатости

Тектонику верхнемеловых и кайнозойских образований Главного антиклинория, Главного синклинория и Прибрежной антиклинальной зоны изучали И. И. Берсенев, Ю. Т. Гурулев, П. Н. Кропоткин, Р. Е. Остро-

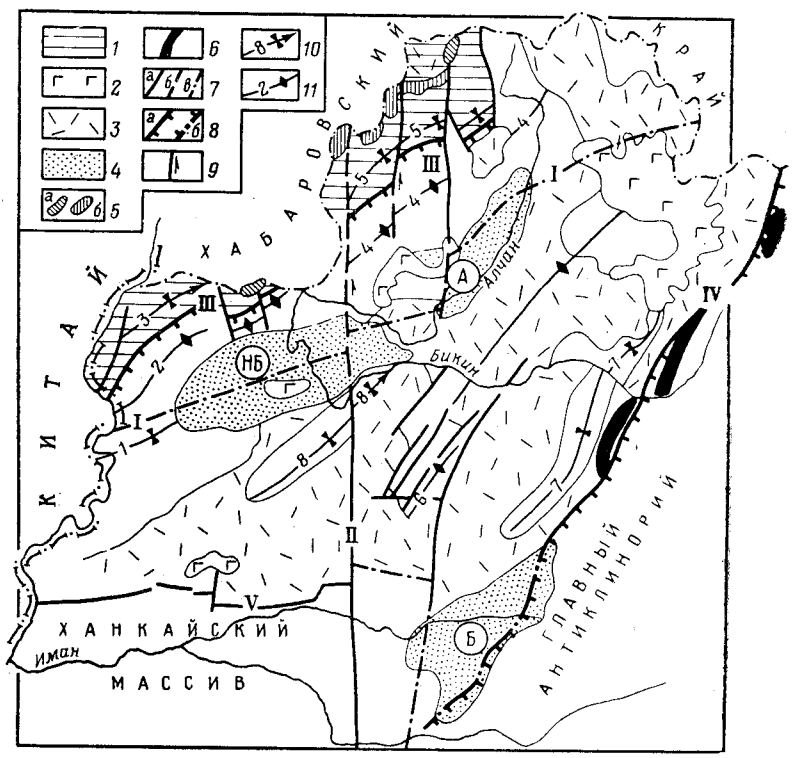


Рис. 36. Схематическая тектоническая карта Бикинской и Алчанской зон

1 — Култухинская подзона Бикинской зоны; *2* — неогеновые базальты; *3* — позднемеловые эффузивы; *4* — кайнозойские впадины (буквы в кружках): Алчанская (А), Нижне-Бикинская (НБ), Бейцухинская (Б); *5* — гранитоиды позднемеловые (*а*) и позднепалеозойские (*б*); *6* — габброиды; *7* — разломы установленные (*а*), предполагаемые (*б*), скрытые под кайнозойскими отложениями (*в*); *8* — надвиги прослеженные (*а*), скрытые под кайнозойскими отложениями (*б*); *9* — сдвиги; *10* — оси синклинальных складок, направления погружения их шарниров, номер складки по списку; *11* — оси синклинальных складок.

Складчатые структуры: 1 — Чернореченская; 2 — Самурская; 3 — Зарубинская; 4 — Хайсанская сложная; 5 — Култухинская; 6 — Силаньшаньская; 7 — Канихезская; 8 — Силанская. Крупные разломы: I — Алчанский; II — Меридиональный; III — Култухинский надвиг; IV — Даубихинский; V — Иманский

умов, С. А. Салун, Р. И. Соколов и многие другие. По представлениям упомянутых исследователей, рассматриваемые образования подразделяются на три генетических комплекса. Наиболее широкое распространение имеет вулканогенный комплекс. Комплекс осадочных и туфогенно-осадочных угленосных отложений развит на ограниченных площадях. Третий комплекс представлен интрузиями преимущественно гранитного состава.

Перечисленные комплексы отличаются по условиям залегания и связанным с ними тектоническим структурам. Кроме того, имеются сущест-

https://jurassica.ru/

венные различия в характере дислокаций между породами различного возраста. На этом основании ниже дано описание условий залегания рассматриваемых пород в следующем порядке: верхнемеловые и палеогеновые эффузивы, позднемеловые и палеогеновые интрузии, палеогеновые осадочные отложения.

Верхнемеловые и *палеогеновые эффузивы* слагают Прибрежный вулканогенный пояс, простирающийся вдоль берега Японского моря и Татарского пролива непрерывной полосой от мыса Островного на юге до Охотского моря на севере. Длина этой полосы в пределах Приморья 720 *км,* ширина до 100 *км.* В состав вулканогенного комплекса входят (см. табл. 14, 15): сенонские порфириты, сенон-датские эффузивы преимущественно кислого состава (ольгинская серия и приморская свита), датские эффузивы среднего и кислого состава (сияновская и самаргинская свиты и винская толща), палеоценовые кислые эффузивы (богопольская свита), эоценовые базальтоиды (кузнецовская свита) и олигоценовые эффузивы кислого состава (брусиловская свита).

Суммарная мощность перечисленных серий и свит (по стратиграфическому разрезу) составляет около 5 *км.* Однако максимальная мощность ни одной из свит не установлена и все вулканогенные толщи отличаются быстрым выклиниванием по простиранию. Поэтому фактическая мощность эффузивов меняется в очень широких пределах.

До недавнего времени господствовало мнение о брахиформном характере позднемеловых и кайнозойских тектонических структур. В последние годы, в результате детального изучения нескольких эффузивных полей в Тетюхинском и Кавалеровском районах, установлено, что покровы составляют лишь незначительную часть общей площади, занятой вулканогенными породами. В большинстве случаев скважины глубиной до 1200 *м,* заданные даже вблизи контакта эффузивов с фундаментом, не выходили из толщи вулканогенных пород. Вдоль упомянутых контактов выявлены зоны разрывных нарушений и серии даек, значительная часть контактов между различными по возрасту вулканическими толщами оказалась не стратиграфической, а эруптивной. Таким образом, установлено, что эффузивы выполняют не брахисинклинали, а тектоно-вулканические впадины и кальдеры обрушения.

Кальдеры обычно имеют округлую или овальную форму диаметром 5—20 *км.* В отдельных случаях они расположены обособленно друг от друга (в междуречье Судзухе—Муладза), в других группируются в цепочки длиной до 10 *км* (водораздел р. Бикин и Арму), а чаще сливаются друг с другом, образуя более крупные и сложные структуры, выполненные вулканическими отложениями. В последнем случае эти крупные впадины имеют длину 40—80 *км* при ширине 10—20 *км.* Простирание большинства из них субширотное или северо-западное. Эффузивы более устойчивы к процессам денудации, чем подстилающие их туфогенные отложения, поэтому слагают повышенные участки рельефа или водораздельные пространства. В настоящее время можно выделить следующие главнейшие вулкано-тектонические впадины (с юго-запада на северо-восток): Таухе-Ванчинскую, Ванчин-Пхусунскую, Пхусун-Аввакумовскую, Аввакумовско-Фудзинскую, Якутинскую, Иманско-Ноттинскую, Березовско-Ороченскую. Две последние имеют субширотное простирание, остальные — северо-западное.

Расстояния между осями смежных впадин колеблются в широких пределах, достигая 50 *км.* Вблизи морского побережья между главными впадинами расположены дополнительные, более короткие, и ряд кальдер, вследствие чего здесь развиты почти сплошные поля вулканических отложений.

http://jurassica.ru/

Площади, расположенные между указанными впадинами, представляют собой сохранившиеся от обрушения участки, а не брахиантиклинали, как считалось до недавнего времени (Салун, 1963).

О характере залегания пород в пределах тектоно-вулканических впадин можно судить по приведенному ниже описанию некоторых типичных впадин.

Якутинская тектоно-вулканическая впадина (рис. 37), расположена на водоразделе рек Тетюхе, Кенцухе (бассейн р. Тадуши) и Даданцы (система р. Улахе). Она получила название по Якут-горе, находящейся в восточной части впадины. От соседних участ-

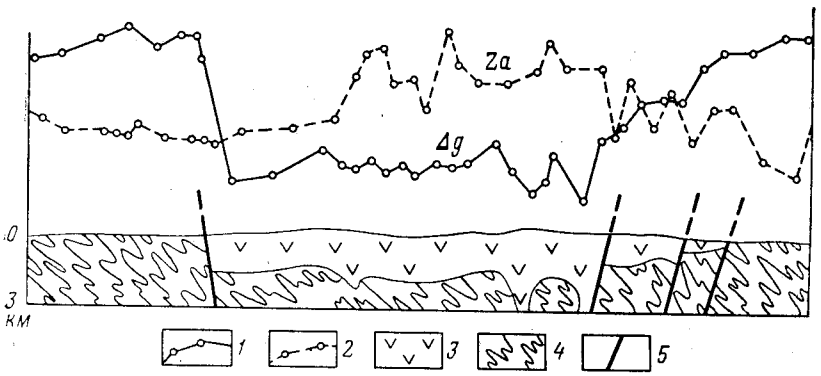


Рис. 37. Схематический геологический разрез через Якутинскую вулкано-тектоническую впадину (по материалам Г. З. Гурария и И. О. Антушевича)
1 — график силы тяжести в редукции Буге (Δg); *2* — график вертикальный составляющей магнитного поля (Z_a); *3* — вулканогенные образования; *4* — мезозойские осадочные породы; *5* — разломы

ков, сложенных юрскими и меловыми осадочными отложениями, впадина отделена крупными разломами. Особенно примечателен установленный Р. Е. Остроумовым в 1955 г. дугообразный разлом, ограничивающий впадину с северо-востока и залеченный андезитовыми порфиритами и гранит-порфирами. Якутинская впадина выполнена позднемеловыми и палеогеновыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями общей мощностью свыше 2 *км* (по А. Н. Калягину). По данным Г. З. Гурария и И. О. Антушевича (1966 г.), в гравитационном поле впадина четко фиксируется резким понижением силы тяжести. Максимальное изменение силы тяжести приходится на краевые части впадины.

Горбушинско-Иманская впадина (рис. 38) расположена севернее пос. Тетюхе. Она вытянута в широтном направлении и на востоке соединяется с Горбушинско-Довгалевской впадиной. Ширина ее в западной части 6 *км*, в центральной до 15 *км*, длина 20 *км*. Наиболее изучен южный борт впадины. По данным Ю. Т. Гурулева и А. Н. Седых, вдоль ее внешнего края развита система субширотных и субмеридиональных сбросов, разбивающих породы фундамента и вулканогенного комплекса на блоки размерами от нескольких сотен метров до 1 *км* в поперечнике. В опущенных блоках эффузивы залегают преимущественно в виде покровов мощностью до 1000 *м* (см. рис. 13, *Б*). В поднятых блоках обнажаются породы складчатого фундамента. Общая ширина внешней зоны вдоль южного борта впадины 3—5 *км*.

Граница впадины проходит по ломаной линии, составленной из субширотных и субмеридиональных отрезков, соответствующих, по-видимому, разломам указанных направлений. В пределах этой границы

http://jurassic.ru/

кровля фундамента погружается во внутрь впадины под углом 32—58°, местами к ней приурочены интрузии гранитоидов, некки, выполненные эруптивными брекчиями и дайками различного состава (см. рис. 13 и 37).

Вулканогенные толщи, выполняющие впадину, залегают очень полого, будучи наклонены к ее центру под углом 5—15°. Это указывает на проседание днища впадины одновременно с накоплением вулканогенных отложений.

Подобный характер контакта тектоно-вулканических впадин с ее бортами, сохранившимися от обрушения, установлен бурением для Гор-

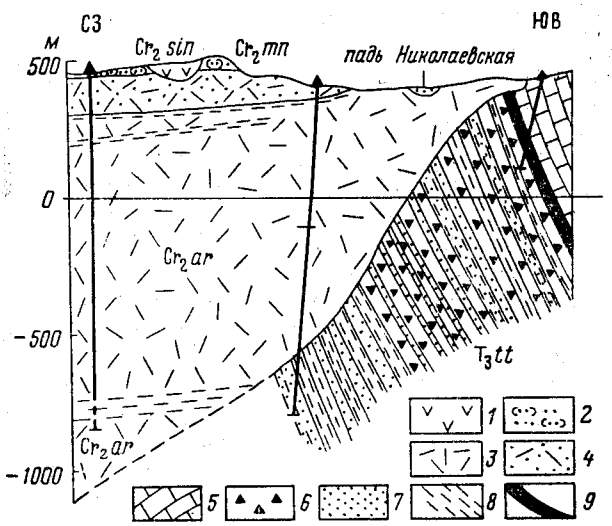


Рис. 38. Геологический разрез через южный борт Горбушинско-Иманский вулкано-тектонической впадины (по А. Н. Седых)

1 — андезиты и их туфы; *2* — фельзиты, туффиты, алевролиты; *3* — кислые эффузивы; *4* — туфы и туфобрекчии кислых эффузивов; *5* — известняки; *6* — брекчии кремнистых пород; *7* — песчаники; *8* — алевролиты; *9* — диабазовые порфириты. Свиты: Cr_2sin — сияновская; Cr_2mn — монастырская; Cr_2ar — арзамазовская; T_3tt — тетюхинская

бушинско-Довгалевской впадины, у северо-восточного и юго-западного бортов Монастырского поднятия и в районе пос. Кавалерово.

По данным Г. З. Гурария, В. Н. Землянова, В. К. Клюева, вулкано-тектонические впадины характеризуются пониженными значениями силы тяжести. Обычно краевые части впадин отличаются резкими градиентами поля силы тяжести. По данным Ю. М. Викулова, мощность вулканогенных образований в пределах впадины 1800 *м*.

В магнитном поле впадины, выполненные кислыми эффузивами ольгинской серии или приморской свиты, практически не выделяются. Впадины, в разрезе которых присутствуют сенонские порфириты, имеют резкие колебания вертикальной составляющей (Z_a) от 500 до 2500 *гамм*. На основании сравнения физических полей, развитых в пределах вулкано-тектонических впадин, частично изученных бурением, с другими неразбуренными впадинами, можно сделать вывод об общности их геологического строения.

Позднемеловые интрузии, как указано в главе пятой, подразделяются на татибинскую, бачелазскую и приморскую серии. Условия залегания их, как и палеогеновых интрузий описаны ниже.

Татибинская и бачелазская серии развиты в основном в пределах Главного антиклинория и Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Здесь интрузивные массивы обычно слагают возвышенные участки водоразделов и господствующие вершины, возвышающиеся над прилегающими водоразделами на 300—500 *м*. Этот факт нельзя объяснить только наличием вокруг ореолов ороговикованных пород, устойчивых к агентам денудации. При глубине становления интрузий в 300—500 *м,* эрозионном

http://jurassica.ru/

срезе последних на глубину до 500 *м* и их относительном превышении в современном рельефе до 500 *м*, величина денудационного среза неороговикованных пород должна была бы достигать 1500 *м*. В таком случае водоразделы, сложенные осадочными породами, были бы настолько же ниже бронирующих их одновозрастных с интрузиями эффузивов. Но подобного явления не наблюдается. Следовательно, необходимо согласиться с ранее высказанным И. И. Берсеневым, Ю. М. Вдовиным, С. А. Салуном и другими мнением о наличии локальных поднятий, приуроченных к интрузивным массивам, или брахиантиклинальных структур, в ядрах которых расположены последние.

Это предположение подтверждается рядом других фактов. В некоторых случаях интрузии расположены среди более древних пород, чем развитые в прилегающих участках; вблизи интрузий наблюдаются подвороты пластов и горизонтов вверх, здесь же часто изменяется простирание толщ; в некоторых более изученных интрузиях установлены системы концентрических и радиальных сбросов и взбросов.

Описываемые брахиантиклинали имеют округлую или овальную в плане форму, вытянутую в субширотном или северо-восточном направлении. Размер этих структур в поперечнике 20—40 *км*, предполагаемая амплитуда поднятия сводов 1000—2000 *м*.

В гравитационном поле рассматриваемые структуры характеризуются относительно пониженным значением силы тяжести, что объясняется наличием значительных масс гранитов, более легких, чем вмещающие породы.

Позднемеловые гранитоиды Приморской серии и палеогеновые интрузии распространены вдоль побережья Японского моря к северо-северо-востоку от мыса Поворотного. В большинстве эти интрузии в современном эрозионном срезе занимают небольшие площади (менее 10 $км^2$) и обнажаются в долинах рек и у морского берега в нижних частях склонов. Почти все эти мелкие интрузии приурочены к краевым частям вулкано-тектонических впадин и генетически связаны с обрамляющими их разломами.

Несколько интрузий приморской серии (см. рис. 19) — Владимирский массив (112), Тернейский массив (107) — имеют значительные размеры (площадь их выходов на поверхность достигает 400 $км^2$). Они располагаются в ядрах брахиантиклинальных поднятий, подобных описанным для татибинской и бачелазской серий.

Позднемеловые и палеогеновые интрузивные породы местами разбиты разломами (обычно сбросами). В зонах разломов наблюдается дробление, катаклаз, реже милонитизация, часты гидротермальные изменения. Незатронутые нарушениями участки интрузий занимают основную часть их площади. Породы здесь не несут следов вторичных изменений и в них хорошо видны трещины остывания, подчеркнутые матрацевидной или параллелепипедальной отдельностью.

Осадочные отложения палеогенового возраста в области мезозойской складчатости имеют ограниченное распространение. Это расположенные в Бикинской зоне Алчанская и Нижне-Бикинская впадины и на Сихотэ-Алине — Средне-Бикинская, Верхне-Бикинская, Тадушинская и Березовская впадины.

Алчанская впадина вытянута в северо-восточном направлении вдоль долины р. Алчан, правого притока р. Бикин. Ширина впадины в среднем 10 *км*, площадь составляет не менее 200 $км^2$.

С Алчанской впадиной связаны отрицательные локальные гравитационные аномалии (В. К. Клюев, В. П. Галаур, 1964 г.). По Р. Л. Каплуну (1957 г.), максимальная мощность кайнозойских отложений в пределах впадины достигает 600 *м*. Как указывает Ф. Р. Лихт (1965 г.), на

http://jurassica.ru/

формирование впадины оказал влияние Алчанский шов. Депрессию заполняют гравийники, галечники, аргиллиты, пласты бурых углей. Мощность угленосных отложений 350 *м*.

Нижне-Бикинская впадина изучена Ю. М. Логиновым, Р. Л. Каплуном, М. Е. Петренко, М. И. Кошман, Б. Я. Чернышом, Р. Г. Кулиничем и др. Ее описание сделано по материалам М. Е. Петренко и Б. Я. Черныш. Нижне-Бикинская впадина совпадает с современной межгорной депрессией в нижнем течении р. Бикин, имея в плане вид овала шириной 14—17 и длиной 44 *км*. вытянутого в северо-восточном (65—70°) направлении приблизительно параллельно структурам горного обрамления.

Олигоцен-миоценовая толща, выполняющая впадину, резко несогласно ложится на все древние образования, в том числе на эоценовые андезито-базальты. Толща представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, бурым углем, характеризуется крайней фациальной изменчивостью и почти не поддается дробному литологическому и возрастному подразделению, единому для всей впадины. Общая мощность толщи 1340—1500 *м*. Вышележащие нижне- и среднечетвертичные отложения состоят преимущественно из глин мощностью 9—25 *м*, верхнечетвертичные и современные осадки — из песчано-галечного материала, мощность которого 2—4 *м*, а в долине р. Бикин — до 40—60 *м*. Плиоценовые базальты имеют мощность от 30 до 80 *м*.

Впадина характеризуется низкими положительными и отрицательными аномалиями силы тяжести. Конфигурация изоаномал повторяет изогипсы поверхности рельефа доолигоценового фундамента, что наряду с данными бурения позволяет восстанавливать внутреннюю структуру впадины и месторождения.

В продольном сечении впадина подразделяется на три части: северо-восточную и юго-западную центриклинали и внутренний прогиб. Бикинское месторождение почти полностью занимает две последние части.

В пределах неглубоких (200—400 *м*) центриклиналей поверхность фундамента слабо расчленена и полого (1—3°) наклонена в сторону внутреннего прогиба. Северо-восточная центриклиналь резко погружается вдоль коленообразного изгиба р. Бикин, юго-западная — вдоль линии р. Черемшанка — устье р. Ворона. Внутренний глубокий (700—1500 *м*) и асимметричный прогиб, ограниченный с двух сторон уступами центриклиналей, с северо-запада и юго-востока замкнут крутыми (15—30°) бортами впадины. Продольным выступом он расчленен на два частных прогиба. Первый из них шириной 7—9 *км* и глубиной 800—900 *м* вытянут вдоль северо-западного, второй шириной 4—5 *км* и глубиной 1200—1500 *м* — вдоль юго-восточного бортов впадины. Узкий (3—4 *км*) выступ находится на глубине 600—700 *м* от дневной поверхности.

Все ограничения элементов рельефа фундамента лежат на простирании разрывов, рассекающих древние структуры горного обрамления. Наиболее мощная зона разрывов, пространственно совпадающая с осью впадины, проходит вдоль юго-восточного борта и в низовье р. Контровод смыкается с Алчанским швом. Положение ее отмечается на поверхности покровами плиоценовых базальтов.

В самом общем виде верхние горизонты осадочного чехла впадины залегают спокойнее и занимают площадь большую, чем нижние.

В пределах центриклиналей все слои под острым углом примыкают к слабо наклонной поверхности фундамента, а над уступами образуют флексуры с углами падения внутренних крыльев 3—10°. Вся северо-восточная центриклиналь построена отложениями алчанского фациального комплекса, юго-западная — отложениями основного угленосного комплекса с заметно сокращенной угленасыщенностью.

http://jurassica.ru/

Во внутреннем прогибе — главном поле месторождения — осадочный покров образует две мульды, повторяющие в несколько сглаженном виде форму частных прогибов фундамента. Юго-восточная мульда узкая, удлиненная, с тупыми очертаниями центриклиналей, асимметричная как в структурном, так и в фациальном отношении. На внешнем юго-восточном крыле ее слои контроводского фациального комплекса, трансгрессивно прислоненные к борту впадины, наклонены под углами 10—20°, местами до 30°; на северо-западном внутреннем крыле слои угленосного комплекса падают навстречу под углами 3—5°, смыкаясь с первыми в выположенном днище мульды. Нижние горизонты мульды дислоцированы, по-видимому, сильнее. По мере погружения наклон слоев здесь скачкообразно увеличивается и сопровождается появлением зеркал скольжения в породах. Ось этой мульды, расположенная над разломом, служит одновременно и осью впадины.

Северо-западная мульда имеет относительно простое строение. В ее пределах участки с горизонтальным залеганием угленосных слоев чередуются с участками, где слои наклонены под углами 2—7°, образуя овальные неглубокие синклинали. Самая крупная из них приурочена к оси мульды и смещена к ее внутреннему крылу: на внешнем крыле этой мульды все слои прилегают почти горизонтально и трансгрессивно к крутому северо-западному борту впадины.

Внутренние крылья мульд, соединяясь над подземным выступом фундамента, образуют плавный антиклинальный перегиб. Он осложнен рядом второстепенных отлогих отрицательных и отчетливо выраженных узких положительных форм.

Шарниры мульд резко воздымаются вблизи уступов центриклиналей. Антиклинальный перегиб прослеживается и затухает несколько дальше.

Достоверные разрывные нарушения в осадочном чехле впадины не установлены. Косвенным признаком наличия их могут быть зеркала скольжения, отмеченные по керну.

Верхне-Бикинская впадина (см. рис. 8) является наиболее крупной. Она вытянута вдоль долины р. Бикин в широтном направлении на 45 *км* при ширине до 14 *км*. Впадина изучена очень слабо. Здесь установлены угленосные отложения, относящиеся, по-видимому, к майтунской и угловской свитам, возможно присутствие и более молодых отложений олигоценового и миоценового возраста. По всей вероятности, впадина с севера и юга ограничена ступенчатыми сбросами.

Средне-Бикинская впадина расположена близ северной границы края и имеет северо-восточное простирание, совпадая с излучиной р. Бикин (см. рис. 8 и 24). Длина ее 30 *км*, максимальная ширина 5 *км*, предполагаемая глубина до 1000 *м*. Изучена впадина недостаточно. По предварительным данным она выполнена майтунской (эоцен), угловской (эоцен — олигоцен) и надеждинской (олигоцен) свитами. Впадина асимметрична: северо-западный ее борт оборван сбросами, юго-восточное крыло представляет собой моноклиналь с углами падения 10—12°, осложненную несколькими продольными и серией поперечных сбросов с амплитудой от 1 до 20 *м*. Вблизи сбросов углы падения пород возрастают до 80°.

Тадушинская впадина располагается в среднем течении р. Тадуши, простираясь в широтном направлении по долине реки на 50 *км*. Ее ширина около 2 *км*, глубина достигает 200 *м*. Впадина выполнена тадушинской угленосной свитой (палеоцен) и перекрыта базальтами суворовской свиты.

Березовская впадина находится в верховье р. Янмутьхоуза. Выполняющие впадину угловская (угленосная) и надеждинская свиты общей мощностью около 1000 *м* залегают на двух разобщенных участках несогласно на мезозойских образованиях. Эта впадина расположена на водоразделе рек Янмутьхоуза и Ванчин. Ю. П. Бидюк (1966 г.), изучивший ее восточную часть, указывает на принадлежность рыхлых отложений, выполняющих впадину, к угловской, надеждинской и суйфунской свитам. В северной части слои падают на юг под углами 6—13°. Южная часть оборвана сбросом, перекрытым неогеном. В центральной части слои смяты в асимметричные брахискладки восток-северо-восточного простирания с углами падения на крыльях до 30°. Направление осей брахиструктур не совпадает с общим простиранием депрессии.

http://jurassica.ru/

ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗЛОМЫ

В настоящем разделе приведено краткое описание главнейших разломов, показанных на рис. 7. Все они, за исключением Фудзино-Иманского сдвига, служат границами между структурно-фациальными зонами, имеют длительную историю развития и являются структурными швами или глубинными разломами.

Западно-Приморский шов (1) субмеридионального направления отделяет Ханкайский массив от Западно-Приморской зоны. Шов проходит от пади Черемуховой близ с. Решетниково, прослеживаясь на север и юг до государственной границы. Вероятным продолжением его на юге в пределах Приморья является Адиминский разлом (см. рис. 25).

Наличие этого шва впервые предположил Н. А. Беляевский (1958а, б). Под принятым в настоящее время названием он был описан И. И. Берсеневым (1960, 1966). По данным П. В. Маркевича, Ю. Б. Литвинова и др., восточнее разломов краевой части Ханкайского массива, на среднепалеозойских гранитоидах залегают прибрежно-морские отложения решетниковской свиты (верхи нижней — низы верхней перми). Выше с размывом лежит верхнепермская вулканогенная толща. К западу от разлома развита мощная (несколько километров) толща морских геосинклинальных отложений, содержащих в верхней части разреза верхнепермскую фауну, а ниже — криноидеи девон-каменноугольного облика. Нижняя часть разреза сложена метаморфизованными породами краевской толщи. Перерывов внутри этого комплекса отложений, имеющих вероятный возраст от ордовика до верхней перми, не установлено. К югу от с. Решетниково развита кордонкинская свита, содержащая силурийскую фауну. Выше, по данным Ю. Б. Евланова, с перерывом, соответствующим по времени карбону, нижней перми и, возможно, девону, без углового несогласия залегают прибрежно-морские отложения с верхнепермской фауной. Таким образом, описываемый разлом существовал не позже, чем с карбона, возможно, с девона, отделяя Ханкайский массив от расположенного к западу прогиба.

В дорожной полувыемке западнее с. Решетниково обнажается зона мощностью в несколько сотен метров, в пределах которой палеозойские отложения интенсивно будинированы, брекчированы и катаклазированы, западнее наблюдаются крутые, местами опрокинутые, сжатые складки, осложненные разрывами. С удалением от разлома дислоцированность пород уменьшается.

К востоку от разлома пермские отложения смяты в пологие брахискладки, осложненные разрывами. По аналогии с другими разломами Приморья можно предположить, что в данном районе по описываемому разлому краевая часть Ханкайского массива надвинута на Западно-Приморскую зону.

Алчанский шов (2) имеет северо-восточное простирание и разделяет Алчанскую и Бикинскую зоны. На северо-востоке он уходит в пределы Хабаровского края; на территории КНР его продолжением является Синкайский шов, описанный А. М. Смирновым. Протяженность Алчанского шва в пределах Приморья около 150 *км*.

Алчанский шов впервые выделил и описал в 1963 г. Б. Я. Черныш, в северной части края его характеристику привел Ф. Р. Лихт в 1965 г.

Описываемый шов, как и Западно-Приморский, заложен в девоне или начале карбона. Он отделяет северную часть Ханкайского массива от расположенного к западу прогиба. С поздней перми устойчивое воздымание этой части Ханкайского массива сменилось периодическими погружениями, тогда как Бикинская зона в поздней перми, триасе и

http://jurassica.ru/

юре преимущественно подвергалась размыву. В раннемеловую эпоху существенных различий в характере тектонических движений по обе стороны от шва не отмечается. В позднемеловую эпоху в Алчанской зоне накапливались мощные толщи эффузивов. В конце палеогена вдоль шва образовались грабены, в которых накопились угленосные отложения Нижне-Бикинской и Алчанской впадин.

Таким образом, Алчанский шов в течение весьма длительного времени служил четкой границей между Бикинской и Алчанской структурно-фациальными зонами, обусловливая резкие различия в их геологическом строении.

К зоне шва приурочены пониженные формы современного рельефа — впадины и долины рек Контровод, Малый Силан, Алчан и др. Рассматриваемый шов фиксируется гравиметрическими данными. К северо-западу от него развиты четко выраженные линейные гравитационные аномалии высоких значений северо-восточного простирания при слабоотрицательном магнитном поле. Алчанский разлом отличается пониженным гравитационным и магнитным полями (Р. Г. Кулинич и др., 1966 г.).

Морфология разлома, соответствующего Алчанскому шву, не изучена, поскольку разлом повсеместно перекрыт кайнозойскими и частично верхнемеловыми отложениями.

Западный Сихотэ-Алинский шов (3) отделяет Ханкайский массив от Даубихинской зоны. Простирание его северо-северо-восточное, длина около 300 *км*. На севере он срезается Фудзино-Иманским сдвигом и здесь же соединяется с Иманским швом, на юге ограничен Южным Сихотэ-Алинским швом.

Рассматриваемый шов был выделен и описан Н. А. Беляевским, как крупный долгоживущий глубинный разлом, ограничивающий с востока Ханкайский массив. По мнению указанного исследователя, этот шов севернее р. Иман является западной границей верхнего палеозоя Главного антиклинория, а южнее г. Уссурийска предположительно протягивается вдоль западного побережья Амурского залива. Таким образом, под Западным Сихотэ-Алинским швом Н. А. Беляевский подразумевал разновозрастные разломы, разделяющие структуры разных типов.

И. И. Берсенев (1959, 1963) ограничивал шов Синкайским и Южно-Сихотэ-Алинским разломами и считал, что описываемый шов возник в позднепермскую эпоху в виде разлома, отколовшего восточный край Ханкайского массива, т. е. Даубихинскую зону. Последняя в течение верхней перми, верхнего триаса и верхнего мела испытывала погружение. В конце верхнемеловой эпохи и в палеогене этот шов способствовал образованию вулканогенных толщ и внедрению гранитных интрузий.

Находки раннепермской флоры, ранне- и среднетриасовой фауны в Даубихинской зоне указывают на более раннее образование разлома и более устойчивые прогибания Даубихинской зоны, чем это представлялось И. И. Берсеневу (1963а, б). Кроме того, этот шов имел большое значение для формирования мощных толщ пермских эффузивов.

В позднемеловую эпоху резких тектонических подвижек вдоль описываемого шва не было, поэтому картируется он не четко.

В современном рельефе Западный Сихотэ-Алинский шов выражен хорошо. Почти на всем протяжении ему соответствуют максимальные отметки водоразделов, что связано с приуроченными к нему интрузиями позднемеловых гранитоидов и сопровождаемыми их полями ороговикованных пород.

В гравитационном поле шов отмечается цепочкой отрицательных аномалий силы тяжести, обусловленных этими же интрузиями. В палеогене к описываемому шву были приурочены сбросы.

http://jurassica.ru/

Иманский шов (4) простирается в широтном направлении в 10—30 *км* севернее долины р. Иман. Протяженность его в пределах Приморья около 60 *км*, на востоке он сливается с Западным Сихотэ-Алинским швом, на западе соединяется с Алчанским швом и уходит на территорию КНР.

И. И. Берсенев (1963а) необоснованно считал Иманский шов продолжением Синкайского шва, выделенного А. М. Смирновым на территории КНР. Позднее было установлено, что продолжением Синкайского шва скорее является Алчанский шов.

Рассматриваемый шов по возрасту, характеру движений и морфологии аналогичен Западному Сихотэ-Алинскому шву.

Он образовался, вероятно, в конце ранней перми, оборвав северную часть Ханкайского массива, которая в течение поздней перми и в мезозое периодически испытывала погружение. В позднемеловую эпоху существенных тектонических подвижек по этому шву не было, не проявились здесь и позднемеловые интрузии. Палеогеновые впадины расположены южнее шва, а Бейцухинская впадина перекрывает его восточную часть. Таким образом, наличие этого шва, вероятно, способствовало образованию субширотных впадин в палеогене. В современном рельефе Иманский шов выражен слабо. В гравитационном поле он характеризуется пониженными полями силы тяжести по сравнению с их значениями в пределах Ханкайского массива.

Даубихинский шов (5) отделяет Даубихинскую и Алчанскую синклинальные зоны от Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Простирание шва северо-северо-восточное, длина в пределах Приморья около 400 *км*. Н. А. Беляевский (1955 и др.) впервые предположил существование структурного шва на границе указанных зон. А. И. Бурдэ, Л. А. Неволин и В. О. Соловьев (1963) описали его среднюю и южную части, на севере, по правобережью р. Бикин, этот шов изучал В. М. Чмырев.

К западу от шва, в пределах Алчанской и Даубихинской зон, не известны отложения девона, карбона и значительной части нижней перми. Верхняя часть нижнепермских, верхнепермские, триасовые и меловые отложения представлены континентальными или прибрежно-морскими терригенными и вулканогенными толщами.

К востоку от шва, в зоне Главного антиклинория, развиты морские геосинклинальные отложения с характерными для них спилитами, порфиритами и кремнями. Возраст этой толщи, имеющей непрерывный разрез, определяется как средний палеозой — низы верхней перми. Верхнепермские отложения здесь залегают несогласно и имеют неповсеместное развитие, а мезозойские — отсутствуют. Верхнемеловые и кайнозойские эффузивы и осадочные отложения развиты по обе стороны от шва.

Таким образом, Даубихинский шов отделял геосинклинальный прогиб, существовавший на месте Главного антиклинория в среднем и позднем палеозое до конца ранней перми включительно. В дальнейшем он отграничивал преимущественно воздымавшуюся с востока зону от относительно прогибавшихся Даубихинской и Алчанской зон.

В конце мела описываемый шов был вовлечен в интенсивные тектонические движения, благодаря чему он четко фиксируется в ряде пунктов в виде крупного разлома.

На правобережье р. Бикин, по В. М. Чмыреву, Даубихинский шов представлен надвигом, по которому верхнепалеозойские отложения и прорывающие их пермские габброиды надвинуты на триас (см. рис. 24, *А*). Зона разлома мощностью до 1000 *м* представлена катаклазитами и милонитами, развитыми в палеозойских отложениях. Разлом падает на юго-восток под углом около 40°. Породы триасового возраста раздроблены слабо.

http://jurassica.ru/

На правом берегу р. Иман близ с. Трифоновка, по данным А. И. Бурдэ и др. (1963), в юго-восточной части гранитного массива наблюдаются зоны огнейсования и рассланцевания. В верховье р. Кедровка к югу от пос. Горного расположена зона дробленых и рассланцованных пород мощностью 1,5—2 *км*, среди которой намечается серия разломов субмеридионального и северо-восточного простираний с падением на юго-восток под углом 25—90°, представленных милонитами и интенсивно передробленными породами мощностью 1—5 *м*. Борозды скольжения на поверхностях разрывов падают на юго-запад под углом 40—60°, также ориентированы и складки волочения.

По данным тех же авторов, на правом берегу р. Улахе, выше устья р. Красной восточное крыло разлома представлено зоной дробления в амфиболизированных габбро мощностью до 900 *м*. В пределах этой зоны развиты тектонические брекчии с обломками размером от 0,5 до 5—7 *м*, среди которых имеются какириты, милониты и тектонические глины. Простирание милонитов северо-северо-восточное, крутое (80—90°).

В бассейне р. Загорной наблюдается западное крыло разлома. Алевролиты и аргиллиты коркинской серии (сеноман—турон) превращены здесь в филлитовидные сланцы, в песчаниках рассланцевание проявляется менее интенсивно. В бассейне р. Чао-Шангоуза интенсивно брекчированы, перемяты, рассланцованы и лимонитизированы эффузивы себучарской свиты (нижняя пермь) и позднепермские габброиды, слагающие восточное крыло разлома.

На основании приведенных данных и графических построений указанные выше авторы пришли к выводу, что Даубихинский разлом является левосторонним взбросо-сдвигом с амплитудой горизонтального перемещения не менее 10 *км* и вертикального — не менее 3—4 *км*.

И. И. Берсенев (1964а) предположил, что Даубихинский шов представляет собой крупный надвиг, по которому толщи пород Главного антиклинория перекрыли значительную часть Даубихинской зоны. Это предположение в последнее время получило дополнительное подтверждение. По данным В. Н. Землянова, В. В. Кучука и В. К. Клюева, значение силы тяжести по обе стороны от Даубихинского разлома почти не меняется, а резкое понижение наблюдается в 10—25 *км* восточнее. Этот факт легко объяснить, предположив аллохтонное залегание палеозойских пород на мезозойских отложениях в восточных частях Даубихинской и Алчанской зон. Амплитуда горизонтального перемещения пород по надвигу (в современном эрозионном срезе) в этом случае будет составлять: на правобережье р. Иман 20 *км*, в междуречье Тудо-Ваку и Сандо-Ваку 20—25 *км*, в долине р. Улахе близ устья р. Нотто около 25 *км*.

Геоморфологическое отражение надвига четкое, поскольку вдоль его северо-западного крыла почти на всем протяжении развиты отрицательные формы рельефа.

Центральный Сихотэ-Алинский шов (6) отделяет Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня и Южно-Приморскую зону от Главного синклинория и Прибрежной антиклинальной зоны. Шов почти по прямой линии пересекает всю территорию Приморья в северо-северо-восточном направлении и продолжается на территории Хабаровского края. Его длина в пределах Приморья 480 *м*. Центральный структурный шов был выделен и описан Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым (1955), которые считали, что выделенный ими шов отделяет область распространения верхнепалеозойских отложений от области развития мощных толщ мезозойского возраста, время заложения шва датировали триасом и относили его к надвигу с амплитудой вертикального перемещения не менее 4—5 *км*.

http://jurassica.ru/

В дальнейшем шов изучали многие геологи. Б. А. Иванов (1961) справедливо указал на сдвиговый, а не надвиговый тип разлома, но необоснованно подверг критике взгляды Н. А. Беляевского и Ю. Я. Громова на предшествующую историю его развития как глубинного разлома. И. И. Берсенев увязал обе точки зрения, считая, что описываемый шов с конца триаса и до начала сенона включительно отграничивал Главный антиклинорий от прогибавшейся зоны Главного синклинория. С конца верхнемеловой эпохи и в палеогене в зоне шва внедрялись интрузии, проявился вулканизм, в это же время развивались сдвиговые деформации. Материалы, полученные в последние годы, позволяют уточнить эти положения.

К западу от Центрального шва на упомянутых выше палеозойских отложениях в пределах Сандагоу-Окраинской наложенной впадины с угловым несогласием залегают прибрежно-морские терригенные и частично вулканогенные отложения. По возрасту это верхи верхней перми (извилинская свита) — альб. Мезозойские отложения аналогичного типа встречаются и севернее вдоль восточного края Главного антиклинория. К востоку от шва характер разреза резко отличен. Мезозойские отложения здесь представлены геосинклинальными толщами, в составе которых присутствуют кремнисто-терригенная и флишоидная формации. В последнее время в бассейне р. Татибе обнаружены верхнепермские отложения терригенно-кремнистой формации, не известной в пределах Главного антиклинория. Таким образом, Центральный шов отграничивал геосинклинальный прогиб, существовавший на месте Главного синклинория, от расположенной западнее геоантиклинальной зоны не с конца триаса, как предполагалось раньше, а с поздней перми.

В конце мелового периода по Центральному Сихотэ-Алинскому шву произошли сдвиговые движения, благодаря которым он четко фиксируется в виде очень крупного левостороннего сдвига,

Центральный Сихотэ-Алинский шов местами хорошо выражен в рельефе, так как к нему приурочены прямолинейные отрезки долин рек Татибе, Синанча (Иманская), Пога и Селенча (притоки р. Фудзин), Судзухе и др.

Разлом под острым углом срезает складчатые структуры прилегающих к нему структурно-фациальных зон. Однако в зоне Главного синклинория оси складок при приближении к шву изменяют простирание, местами их направление совпадает с простиранием шва.

Центральный Сихотэ-Алинский шов представляет собой зону разломов общей мощностью до 5 *км*. Параллельно Главному разлому проходит один или несколько второстепенных длиной до 50 *км*, соединенных прямыми, дугообразными или ветвящимися разрывами. По Б. А. Иванову (1961), разломы сопровождаются разнообразными тектоническими продуктами — тектоническими брекчиями, какиритами, милонитами и ультрамилонитами с редкими реликтами первичной породы. Состав последних весьма разнообразен. Местами наблюдаются сильно измененные (соссюритизированные и амфиболизированные) палеозойские габбро, порфириты, спилиты и другие разности пород, подвергшиеся интенсивному динамометаморфизму и принимавшиеся иногда за архейские гнейсы. Интрузии позднепермского (?) и более многочисленные позднемелового возраста также подверглись интенсивному дроблению, катаклазу и линейной милонитизации.

Сдвиговый, а не надвиговый тип Центрального Сихотэ-Алинского шва не вызывает сомнений. В бассейнах рек Селенча (Фудзинская) и Сандагоу (Улахинская) по обе стороны шва развиты одновозрастные породы, что исключает сколько-нибудь значительную величину вертикальных перемещений. Местами, например в междуречье Татибе—

http://jurassica.ru/

Бикин, к западу от шва развиты даже более молодые породы, чем к востоку от него. Сдвиговый тип разломов доказывается горизонтальной или близкой к горизонтальной ориентировкой штриховки на многочисленных зеркалах скольжения. Ввиду различия формаций среди одновозрастных пород по сторонам сдвига прямыми наблюдениями нельзя установить амплитуду сдвига. Очевидно, здесь она значительно больше, чем у Фудзино-Иманского, величина перемещения по которому составляет 35—40 *км*. Б. А. Иванов (1961) по косвенным данным предполагал амплитуду сдвига Центрального разлома в 120—140 *км*.

Если предположить, что Синанча-Татибинский гранитный массив, расположенный на левобережье и в долине р. Синанча (Иманская) в западном крыле сдвига, и Мадянский массив, залегающий в его восточном крыле, являются частями некогда одного интрузива, что весьма вероятно, то амплитуда сдвига составит 80—100 *км*. Косвенным указанием на амплитуду сдвига может служить смещение субширотной зоны гравитационных аномалий, совпадающих с Южно-Сихотэ-Алинским швом в его западном крыле и аналогичных аномалий, установленных в восточном крыле примерно на широте пос. Кавалерово. По этим данным ее величина составляет около 80 *км*.

Прибрежный шов (7) отделяет Главный синклинорий Сихотэ-Алиня от Прибрежной антиклинальной зоны. Простирание его северо-восточное, прослеженная длина от долины р. Судзухе до пос. Тетюхе (по прямой) 230 *км*, общая длина, предполагаемая по геофизическим данным, около 400 *км*.

В течение позднего палеозоя и мезозоя описываемый шов служил границей между геосинклинальным прогибом и геоантиклинальной зоной. В верхнемеловую эпоху этот шов, как и Даубихинский, превратился в систему надвигов.

На левобережье р. Судзухе Прибрежный разлом представлен надвигом, по которому карбон-нижнепермские и верхнепермские отложения надвинуты на мезозойские толщи, выполняющие южную часть Главного синклинория. Фронт надвига имеет в плане ломаную линию в связи с наличием поперечных сдвигов, отделяющих блоки с различной амплитудой горизонтального перемещения.

В междуречье Судзухе—Янмутьхоуза Прибрежный шов состоит из нескольких параллельных надвигов северо-восточного простирания. Аллохтоны здесь сложены палеозойскими, автохтоны —мезозойскими отложениями. Севернее сбросо-сдвига, проходящего по левобережью р. Янмутьхоуза, установлен надвиг, юго-восточное крыло которого сложено предположительно верхнепалеозойскими отложениями. На них залегает нижний мел, перекрытый верхнемеловыми вулканогенными толщами. Указанный надвиг, вероятно, является самым западным из системы надвигов Прибрежного разлома, а другие, по-видимому, перекрыты верхнемеловыми эффузивами. Эти же эффузивы скрывают от наблюдения описываемый шов на северо-восток до истоков р. Аввакумовка, где он получил название Фурмановского разлома. Последний также является надвигом, по которому предположительно верхнепалеозойские отложения надвинуты на нижнемеловые.

Северо-восточнее Прибрежный шов снова перекрыт эффузивами. В районах пос. Кавалерово и Тетюхе он состоит из серии надвигов и сдвигов, из которых наиболее хорошо изучены описанные выше Кенцухинский и Тетюхинский. Далее к северо-востоку шов погребен под мощными толщами вулканогенных отложений.

Южный Сихотэ-Алинский шов (8) отграничивает Южно-Приморскую зону от расположенных севернее Ханкайского массива, Даубихинской зоны и Главного антиклинория. Длина шва около 220 *км*,

http://jurassica.ru/

простирание субширотное с отклонением к юго-востоку. На западе шов, вероятно, прослеживается на территории КНР, на востоке срезается Центральным швом.

Рассматриваемый шов был выделен и описан И. И. Берсеневым (1959, 1963а). Поскольку к северу от шва расположены различные структурно-фациальные зоны, его отдельные части играли разную роль. В западной части Южный Сихотэ-Алинский шов в течение поздней перми, триаса и юры служил границей между прогибавшимися Суйфунской и Супутинской подзонами и Ханкайским массивом, испытывавшим преимущественное поднятие. Восточнее в перми и триасе движений по шву, очевидно, не было, но в юре и раннем мелу Сучано-Даданьшаньская подзона погружалась, а Даубихинская подвергалась размыву. На восточном отрезке шва в течение карбона и ранней перми интенсивно прогибалась зона Главного антиклинория, а Сучано-Судзухинская подзона и восточная часть Сучано-Даданьшаньской подзоны воздымались. В мезозое оба крыла шва на этом отрезке погружались. О более интенсивном опускании северного крыла в мезозое свидетельствует резкое увеличение мощностей мезозойских отложений, выполняющих Суйфунскую, Супутинскую и Сучано-Даданьшаньскую наложенные впадины.

В верхнемеловую эпоху и в кайнозое к описываемому шву были приурочены мощные вулканические извержения и внедрение гранитоидов.

Для непосредственного изучения шов доступен у северо-восточной окраины г. Уссурийска и далее на восток на протяжении около 20 *км*. Здесь он представляет собой разлом, по которому южный край Ханкайского массива надвинут на мезозойские отложения Супутинской подзоны (см. рис. 32-Г).

По меридиональному разлому, проходящему через г. Уссурийск, шов сдвинут к северу на 2—3 *км*. Западнее сдвига Южный шов перекрыт осадочными отложениями. На этом участке, по геофизическим и буровым данным, севернее шва на палеозойских гранитах залегают меловые отложения. К югу от шва мощность последних возрастает, в разрезе появляются юрские и триасовые отложения. Возможно, западнее г. Уссурийска описываемый шов состоит из нескольких субширотных разломов. Северный из них, по-видимому, является сбросом, ограничивающим с юга Корфовско-Дубининское поднятие (см. рис. 25).

Восточная часть шва перекрыта верхнемеловыми и кайнозойскими эффузивами. Здесь залегает ряд позднемеловых гранитных интрузий, образующих цепочку субширотного простирания.

Разрывные нарушения такого же направления установлены у восточного окончания шва. Их отсутствие на геологических картах в средней части шва, возможно, объясняется недостаточной изученностью этого района.

Фудзино-Иманский сдвиг (9) пересекает в меридиональном направлении Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, Даубихинскую зону, и вероятно, продолжается в пределах Бикинской зоны. Прослеженная длина сдвига 200 *км*, возможная 350—400 *км*. На юге сдвиг причленяется к Центральному Сихотэ-Алинскому шву, на севере, по-видимому, уходит в пределы Хабаровского края.

Фудзино-Иманский сдвиг был выделен и описан В. Н. Силантьевым (1963а). По его данным разлом хорошо выражен в рельефе. Обычно к нему приурочены долины, распадки или заболоченные седловины. Зона сдвига состоит из разлинзованных и брекчированных пород мощностью на отдельных участках более 3 *км*, внутри которой залегают милониты и тектонические глины мощностью от 10 до 100 *м*. Наиболее полно этот сдвиг обнажен в левом борту правого распадка, впадающего

http://jurassic.ru/

в р. Тудо-Ваку в 1 *км* выше ключа Большая Танчалаза. Здесь зона разлома заполнена темно-синей тектонической глиной мощностью 20 *м* с включенными в нее обломками милонитизированных пород различного состава. Мелкие обломки угловатые, более крупные (до 30 *см*) шаровидные или эллипсоидные. Глина в обе стороны сменяется интенсивно брекчированными и милонитизированными породами с трещинами шириной до 20 *см,* заполненными глинистым материалом. Они имеют меридиональное направление и угол падения 70—90°. Общая мощность зоны дробления пород около 50 *м*. С удалением от нее степень нарушенности пород уменьшается.

На основании сравнения геологических материалов по обеим сторонам Фудзино-Иманского сдвига В. Н. Силантьевым (1963) установлено, что это левостороннее смещение с горизонтальной амплитудой порядка 35—40 *км*. Наиболее молодыми породами, испытавшими смещение, являются слои, содержащие турон-нижнесенонскую флору в бассейне р. Правая Тудагоу. Наиболее древние вулканогенно-осадочные породы, перекрывающие разлом, содержат флору верхнесенонского — датского возраста. Таким образом, перемещения по описанному сдвигу происходили в сеноне. Вероятным продолжением Фудзино-Иманского сдвига является меридиональная зона разломов, установленная Ф. Р. Лихтом в бассейнах рек Култуха и Бира. Ширина этой зоны 7—15 *км,* в ее пределах развиты многочисленные сдвиги, всбросы и другие разломы неустановленного типа, разбивающие толщи пород на блоки различных размеров. Блоки перемещены относительно друг друга на расстояние до 7 *км* и часто развернуты на угол до 90°.

В отличие от Фудзино-Иманского сдвига, который в геофизических полях не проявляется, рассматриваемая зона отмечается субмеридиональными аномалиями магнитного поля.

* *
*

Приведенные выше данные указывают на весьма сложную тектоническую структуру Приморья, формировавшуюся длительное время. На территории края развиты докембрийские, средне-палеозойские, позднепалеозойские, позднемеловые, палеогеновые и неоген-четвертичные структуры. Докембрийские структуры интенсивно переработаны среднепалеозойской складчатостью и поэтому не могут быть выделены и описаны самостоятельно.

Среднепалеозойские структуры проявлены в области палеозойской складчатости, кроме Краевской подзоны и западной части Хасанской подзоны. Позднепалеозойские структуры выражены в области палеозойской складчатости, а также в пределах Главного антиклинория, Прибрежной и Бикинской зон. Позднемеловые, палеогеновые и неоген-четвертичные структуры известны на всей территории края.

Неоднократные тектонические движения различных типов и их интенсивность затрудняют расшифровку особенностей древних структур.

Среднепалеозойские структуры образуют складчатый фундамент Ханкайского массива и развиты, кроме того, в Даубихинской, Алчанской и Южно-Приморской зонах.

Пермские отложения в указанных зонах залегают на нижне- и среднепалеозойских отложениях обычно с размывом и угловым несогласием. Величина несогласия составляет 10—30°, достигая в отдельных случаях 90°. Местами, как, например в бассейне р. Кордонка, угловое несогласие между силур-девоном и верхней пермью не установлено. Таким образом, к началу перми в описываемых районах среднепалеозойские и более древние отложения были дислоцированы; углы падения слоев со-

http://jurassica.ru/

ставляли 10—30°, местами до 90°, а на отдельных участках, например, в бассейне р. Кордонка и в верховьях р. Тахеяж, породы залегали практически горизонтально.

Большая часть Ханкайского массива сложена среднепалеозойскими гранитоидами. Последние слагают крупные батолиты, сформировавшиеся в основном в результате гранитизации или палингенеза вмещающих их преимущественно докембрийских пород. В пользу предположения о физико-химической переработке пород кровли и образования гранитов на месте свидетельствует наличие гибридных пород основного состава в краевых частях батолитов и в виде самостоятельных небольших интрузий, и многочисленные ксенолиты. Последние обычно представлены мигматизированными кристаллическими сланцами, простирание которых мало отличается от простирания пород, вмещающих батолиты. В северной части Ханкайского массива развиты структуры, аналогичные гнейсовым куполам, описанным П. Е. Эскола (Eskola, 1949, 1961), Г. Г. Ридом (1957) и др. в древних щитах. Ядра «гнейсовых» куполов сложены нижне- и среднепротерозойскими отложениями (рис. 39). Они отличаются от верхнепротерозойских толщ значительной мигматизацией, присутствием среди них анатектоидных гранитов и другими признаками глубинной гранитизации. Образование анатектоидных гранитов, мигматитов и артеритов происходило на значительных глубинах в результате погружения этой территории, во время накопления верхнепротерозойских и кембрийских отложений, а, возможно, и тамгинской серии нижне- среднепалеозойского возраста. Завершающие этапы гранитизации — формирование порфиробластических гранитов, фельдшпатизация и др., по-видимому, происходили во время последовавшего поднятия. А. Ф. Крамчанин, Е. П. Леликов, М. А. Мишкин и А. М. Смирнов считают, что указанные процессы проходили лишь в докембрии.

Изометричная или овальная в плане форма «гнейсовых» куполов, пологое залегание нижнепротерозойских отложений в их ядрах, сравнительно слабая дислоцированность среднепротерозойских отложений, окаймляющих купола — все это указывает на незначительную роль тангенциальных напряжений при формировании этих структур. Вероятнее всего, структуры типа «гнейсовых» куполов образовались в соответствии с представлениями П. Е. Эскола и др., вследствие пластического течения пород во время указанной выше гранитизации. Главную роль при этом играли вертикальные напряжения в земной коре.

Значительно меньшую площадь в пределах Ханкайского массива занимают прогибы, выполненные верхнепротерозойскими, нижнепалеозойскими и частично среднепалеозойскими отложениями. В северной части массива к ним относится Кабаргинский синклинорий, в южной части — Черниговский синклинорий и примыкающий к нему с запада Вознесенский «антиклинорий». В пределах этих прогибов породы смяты в линейные складки, постепенно сменяющие складчатость «гнейсовых» куполов.

Простирание Кабаргинского синклинория субширотное, с отклонением на северо-запад, Черниговского синклинория — северо-западное и Вознесенского антиклинория — субмеридиональное. Простирания складок внутри прогибов повторяют простирания этих структур.

В пределах Кабаргинского и Черниговского синклинориев преобладающие падения крыльев складок составляют 30—50°, редко достигают 70—80° (см. рис. 23, *А-А*). В Вознесенском антиклинории породы дислоцированы более сильно и здесь местами наблюдаются опрокинутые крылья складок (см. рис. 23, *Б-Б*).

Возникновение складок в описываемых прогибах частично можно объяснить тангенциальным давлением, под влиянием воздымающихся

https://jurassic.ru/

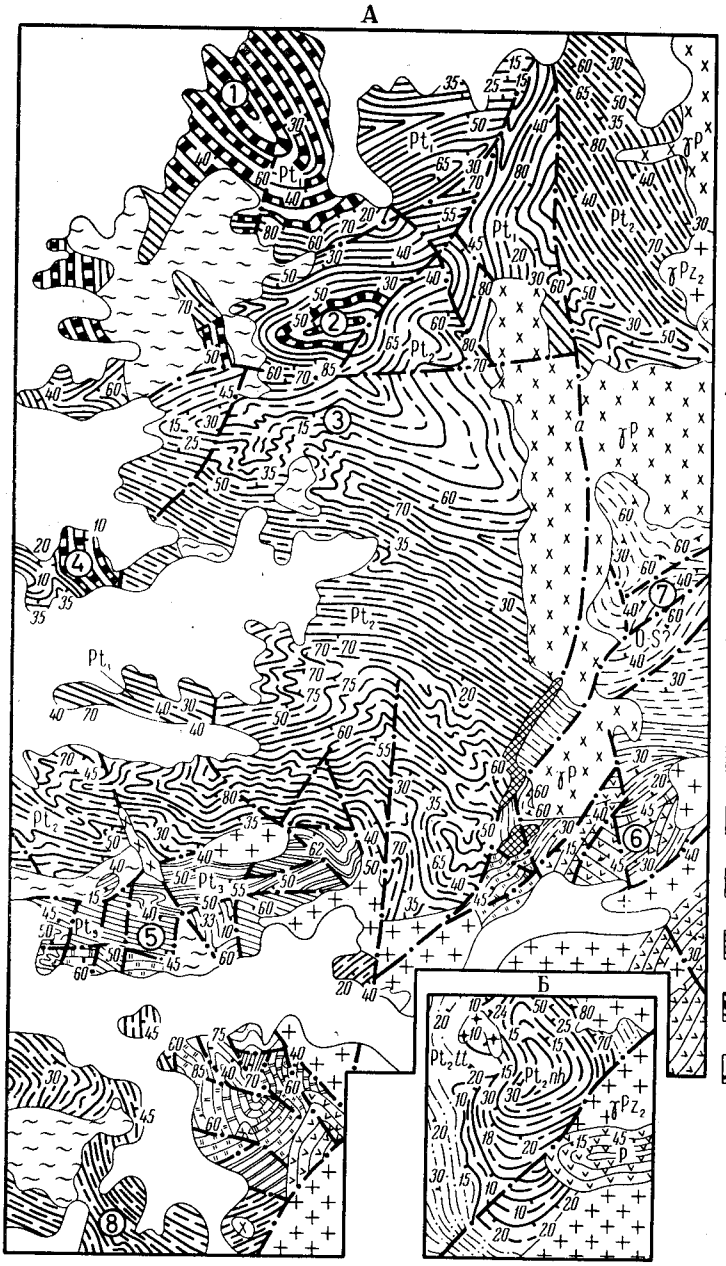


Рис. 39. Тектонические схемы северной части Ханкайского массива (А) и Нахимовского купола (Б), по Ю. С. Липкину

1 — четвертичные отложения; *2* — позднемеловые гранитоиды; *3* — позднепалеозойские гранитоиды; *4* — пермские вулканогенно-осадочные отложения; *5* — среднепалеозойские гранитоиды; *6* — верхняя часть тамгинской серии (ордовик — силур); предположительно кембрий: *7* — нижняя часть тамгинской серии; *8* — рудоносная свита, *9* — смольнинская свита; верхний протерозой: *10* — лысогорская и кабаргинская свиты, *11* — митрофановская и спасская свиты; *12* — мигматизированные породы; средний протерозой: *13* — татьяновская свита, *14* — тургеневская и нахимовская свиты; нижний протерозой: *15* — матвеевская свита, *16* — ружинская свита; *17* — разломы в том числе Среднеханкайский (*а*)

Складчатые формы (цифры в кружках): *1* — Кедровская брахиантиклиналь, *2* — Невская брахиантиклиналь; *3* — Ильмовская синклиналь; *4* — Филаретовская брахиантиклиналь и Кабаргинская синклиналь; *5* — Орловская синклиналь; *6* — Верхнекабаргинская антиклиналь; *7* — Тамгинская синклиналь; *8* — Иннокентьевская брахиантиклиналь. Бергштрихи указывают направления падения слоев, цифры — значения углов падения (в градусах)

http://jurassica.ru/

блоков, представляющих собой гранитные батолиты или массивы кристаллических пород. Сформировавшиеся таким образом структуры были более простыми, чем наблюдаемые, и приняли современные формы под влиянием последующих дислокаций. Складки сформировались, по-видимому, под влиянием сжатия, проявившегося в конце среднего палеозоя.

В Даубихинской зоне среднепалеозойские и более древние отложения на большей части площади перекрыты более молодыми толщами. Вместе с тем часть среднепалеозойских структур Ханкайского массива прослеживается на территории этой зоны. Поэтому можно предполагать, что формирование их протекало так же, как и на Ханкайском массиве. В Алчанской зоне среднепалеозойский складчатый фундамент повсеместно погребен под верхнепалеозойскими и более молодыми отложениями, и его наличие здесь предполагается по геофизическим данным.

В Южно-Приморской зоне среднепалеозойские структуры обнажены в западной части Дунайско-Сучанской подзоны и в Сучано-Судзухинском антиклинории. В первом случае они представлены Тафуинским батолитом и вмещающими его предположительно среднепалеозойскими отложениями. Указанный батолит аналогичен батолитам Ханкайского массива, и его происхождение, так же как и генезис деформаций вмещающих пород, очевидно, сходно с описанным выше. Тектоника Сучано-Судзухинского антиклинория изучена недостаточно. Не исключено, что среди метаморфических пород «сергеевских габброидов» будут обнаружены структуры типа гнейсовых куполов.

Заканчивая обзор среднепалеозойских структур Приморья, можно сделать вывод, что они сформировались под влиянием вертикальных движений и последующих тангенциальных напряжений.

Позднепалеозойские структуры в различных структурно-фациальных зонах имели неодинаковый характер, а в дальнейшем были осложнены или переработаны в разной степени.

В западной части Хасанской подзоны Западно-Приморской зоны среднепалеозойская складчатость существенного значения не имела. Верхнепалеозойский фундамент здесь почти полностью сложен позднепермскими интрузивными породами. Они принадлежат в основном к крупному батолиту, занимающему обширную площадь на территории Приморья, в смежных районах КНР, КНДР и под водами залива Петра Великого. Батолит многофазный. Первые фазы его представлены диоритами и гранодиоритами, а главная — биотитовыми гранитами.

Поверхность батолита образует несколько куполообразных поднятий, разделенных узкими (до 5 *км*) прогибами, в которых сохранилась его кровля. Породы кровли в этих прогибах слагают синклинальные структуры. Простирание плоско-параллельных текстур в интрузивных породах аналогично простиранию вмещающих пород. Эти данные указывают на соскладчатый характер батолита. Формирование складчатых структур западной части Хасанской зоны можно предположить в значительной мере как результат неравномерного воздымания кровли батолита. В поднятых частях образовались простые антиклинали, впоследствии уничтоженные денудацией; в прогибах вмещающие породы сохранились, приняв синклинальную форму залегания. Сжатыми эти синклинали, вероятно, стали в результате значительно более поздних тангенциальных напряжений. Аналогичными причинами можно объяснить формирование позднепалеозойских структур в Краевской подзоне. Расположенная здесь одноименная интрузия имеет все признаки небольшого соскладчатого батолита. Залегание пород в пределах Краевской антиклинали и в ядре Синтухинской синклинали очень пологое (5—10°), интенсивная дислокация крыльев складок вызвана явно более поздними

http://jurassica.ru/

напряжениями. Ядро Краевской антиклинали напоминает структуру типа «гнейсовых куполов» Ханкайского массива. Позднепалеозойские, точнее позднепермские структуры в восточной части Хасанской подзоны, в Южно-Приморской, Даубихинской, Алчанской зонах и на Ханкайском массиве наложены на среднепалеозойские структуры. Они близки по морфологии и имеют одинаковый генезис.

На указанной территории широко развиты верхнепермские отложения, нижнепермские имеют ограниченное распространение, а каменноугольные не установлены.

Размыв и угловые несогласия в ряде районов отмечаются среди верхнепермских отложений в основании чандалазского и людянзинского горизонтов. Вследствие выпадения из разреза людянзинского горизонта, во многих случаях несогласие наблюдается в основании триаса. Величина угловых несогласий невелика, обычно не превышает 5—10°, а местами они не отмечаются. Из этих наблюдений следует вывод о незначительной дислоцированности пермских отложений к началу накопления мезозойских осадков.

На происхождение этих дислокаций указывает состав верхнепермских отложений, среди которых большую роль играют эффузивы. Накопление вулканогенных толщ всегда сопровождается тектоническими подвижками. Не исключено, что часть угловых несогласий, фиксируемых по соотношению мезозойских и пермских отложений, связана с первичным негоризонтальным залеганием эффузивов.

Большую роль в усложнении структуры верхнепермских отложений играли позднепермские интрузии. В отличие от среднепалеозойских батолитов и батолитов Западно-Приморской зоны упомянутые интрузии образовались из магмы, сформировавшейся на значительных глубинах, проникшей вверх и застывшей в самых верхних частях земной коры вслед за прекращением поверхностных излияний и частично одновременно с вулканическими извержениями.

В зонах Главного антиклинория, Прибрежной и Бикинской среднепалеозойская складчатость не проявилась. В пределах Главного антиклинория, по-видимому, существует непрерывный разрез от предположительно среднепалеозойских отложений до нижней перми включительно. Перерывы и угловые несогласия отмечаются в основании чандалазского и людянзинского горизонтов, владивостокский горизонт здесь не установлен. Триасовые отложения залегают на людянзинском горизонте без углового несогласия. Палеозойские отложения дислоцированы более интенсивно, в мезозойских толщах преобладающие углы падения крыльев складок 40—60°, опрокинутые залегания встречаются редко.

К началу накопления людянзинского горизонта верхнепалеозойские отложения были смяты в складки с вероятными углами падения крыльев до 30°. Эти складки, по-видимому, образовались в результате роста геоантиклинального поднятия, возникшего в позднепермскую эпоху на месте геосинклинального прогиба. В северной части Главного антиклинория (в пределах Приморья) в конце этого этапа его развития внедрилась Татибе-Синанчинская группа гранитных интрузий.

Верхнепалеозойские структуры в Прибрежной зоне сформировались, вероятно, также в результате воздымания геоантиклинали. В Бикинской зоне, кроме того, существенное значение имело внедрение позднепермских интрузий.

Таким образом, формирование позднепалеозойских структур Приморья, как и среднепалеозойских, происходило в значительной мере под влиянием вертикальных тектонических напряжений.

Позднемеловые структуры развиты на всей территории Приморья. Главной складчатости предшествовало мезозойское осадко-

https://jurassica.ru/

накопление. В области палеозойской складчатости оно началось в одних районах в конце перми, в других — в начале триаса, в третьих — в начале верхнего триаса. Во всех районах внутри мезозойских отложений наблюдаются перерывы, но угловые несогласия не отмечены. Это указывает на отсутствие резких дифференциальных движений в указанное время в данной области.

В области мезозойской складчатости между отдельными частями разреза мезозойских отложений установлены не только перерывы, но и небольшие (5—10°) угловые несогласия. Следовательно, в пределах Главного антиклинория, Прибрежной и Бикинской зон в мезозойское время продолжался рост антиклинальных структур, начавшийся в позднем палеозое. В зоне Главного антиклинория дифференциальные движения возникли, вероятно, лишь в мезозойское время. Наибольшей интенсивности эти движения достигли в поздней юре, когда в зоне Главного антиклинория происходили излияния щелочных базальтоидов и внедрения связанных с ними небольших интрузий щелочных пород основного и ультраосновного состава.

Позднемеловые структуры в области палеозойской складчатости накладываются на более древние структуры, усложняя их в той или иной степени. В области мезозойской складчатости они проявлены очень интенсивно и определяют структуру фундамента этой территории. Наиболее молодыми отложениями, участвующими в складчатости, являются сеноман-туронские; наиболее древние породы, с резким угловым несогласием перекрывающие позднемеловые складчатые структуры, имеют сенон-датский возраст. Таким образом, время проявления рассматриваемых тектонических движений приходится от начала турона, возможно, до середины сенона.

В пределах Главного синклинория и Прибрежной зоны мезозойские и более древние отложения дислоцированы очень сильно. В этих зонах характерна комбинация линейных складок, северо-восточных надвигов или взбросов с сопряженными с ними северо-западными сдвигами.

Складки сжатые, косые или опрокинутые, местами лежачие и перевернутые. В подавляющем большинстве случаев они опрокинуты на северо-запад. Сдвиги субмеридионального направления почти всегда являются левосторонними с обычной амплитудой смещения в несколько километров, а в отдельных случаях — десятков километров. Надвиги и взбросы, как правило, имеют юго-восточное падение сместителей, амплитуда горизонтального перемещения до нескольких километров, возможно, до 10—20 *км*. Северо-западные сдвиги, разделяющие отдельные блоки покровов, бывают как правосторонними, так и левосторонними, амплитуда горизонтального смещения по ним обычно не превышает первых километров.

Интенсивность дислокаций мезозойских и верхнепалеозойских отложений в пределах описываемых структурно-фациальных зон не одинакова. Наиболее сильно перемяты и раздроблены породы в полосе, прилегающей с обеих сторон к Прибрежному структурному шву. С удалением от этого шва на северо-запад складки становятся более простыми, количество надвигов и сдвигов уменьшается. В юго-западной суженной части Главного синклинория дислоцированность пород выше, чем в его северо-восточной части.

Позднемеловые интрузии татибинской, бачелазской и тем более приморской серий являются послескладчатыми, что установлено многими исследователями на основании ряда фактов. В частности, все эти интрузии прорывают вмещающие породы практически вне зависимости от слагаемых ими складчатых структур, имея с последними извилистые контакты.

http://jurassica.ru/

В зоне Главного антиклинория мезозойские отложения развиты преимущественно в пределах Сандагоу-Окраинской подзоны, расположенной у юго-восточного края антиклинория. Здесь они смяты в линейные складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев от 50—70° до 90°. В области палеозойской складчатости мезозойские отложения слагают структуры двух типов. Первый тип занимает большую часть территории рассматриваемой области, здесь описываемые отложения смяты в брахисинклинальные и брахиантиклинальные складки с преобладающими углами падения крыльев 30—60°, осложненные малоамплитудными взбросами и взбросо-сдвигами.

Второй тип структур развит в основном в восточных краевых частях мезозойских впадин: в Сучанском каменноугольном бассейне, вдоль восточного края Даубихинской зоны, в восточной части Супутинской подзоны и во всех других аналогичных по тектоническому положению районах. Мезозойские впадины контактируют с расположенными к востоку палеозойскими кристаллическими массивами или складчатыми сооружениями по надвигам или взбросам. Сместители у этих разломов падают на восток или юго-восток, а палеозойские толщи надвинуты на мезозойские отложения. Последние вблизи разломов слагают сжатые, иногда опрокинутые, линейные складки, осложненные разрывами (см. рис. 28). С удалением от разломов, ограничивающих впадины, дислоцированность мезозойских отложений постепенно уменьшается и на расстоянии 2—5 *км* структуры имеют брахискладчатый характер. Описанный тип структур развит также у северного края Супутинской подзоны, отделенной от Ханкайского массива субширотным надвигом (см. рис. 23, *В-В*). Аналогичные дислокации развиты в пермских отложениях у восточного края Краевской подзоны вблизи Западно-Приморского структурного шва. На этом основании их следует относить не к позднепалеозойским, а к позднемеловым структурам.

Морфология складок и разломов и отсутствие непосредственной связи с магматическими проявлениями резко отличают позднемеловые структуры от более древних. Соответственно принципиально отличается и их происхождение. Если среднепалеозойские и позднепалеозойские структуры возникли в результате вертикальных движений и последующих тангенциальных напряжений, то позднемеловые структуры могли сформироваться лишь под влиянием интенсивного сжатия, связанного с крупными горизонтальными перемещениями. Многочисленные надвиги, сдвиги и характер складчатых структур однозначно указывают на то, что эти перемещения происходили в общем направлении с юго-востока на северо-запад (Берсенев, 1964а). Сокращение площади в результате описанных дислокаций в направлении с восток-юго-востока на запад-северо-запад для большинства районов области мезозойской складчатости выражается коэффициентом 2,5—3, а для полосы, прилегающей к Прибрежному шву, достигает 4.

Палеогеновые структуры развиты во всех структурно-фациальных зонах Приморья, но наиболее четко они проявлены в области мезозойской складчатости. В этой области палеогеновые структуры образованы сенон-датскими и палеогеновыми вулканогенными толщами и одновозрастными с ними интрузивными породами. Эффузивы и сопутствующие им туфогенно-осадочные отложения выполняют тектоно-вулканические впадины вероятной глубиной 1500—2500 *м*. Последние обычно ограничены разломами северо-западного (субширотного) и северо-восточного (субмеридионального) направлений. Внутри вулканогенного комплекса имеются многочисленные размывы и местами небольшие угловые несогласия.

http://jurassica.ru/

Позднемеловые и палеогеновые интрузии преимущественно гранитного состава приурочены к ядрам куполовидных поднятий. Относительная амплитуда последних оценивается в 1000—2000 *м*.

В области палеозойской складчатости, наряду с тектоновулканическими впадинами, широко развиты тектонические впадины, выполненные палеогеновыми угленосными отложениями. Простирания их обычно субширотные, а в восточной части области — северо-восточные. Позднемеловые интрузии имеют здесь ограниченное развитие и приурочены в основном к крутым разломам. В этой области они также располагаются в ядрах куполовидных поднятий.

Морфология палеогеновых структур и характер позднемелового—палеогенового магматизма указывает на их образование под влиянием преимущественно вертикальных движений.

Неоген-четвертичные структуры, слагаемые палеогеновыми и четвертичными отложениями, значительно проще палеогеновых. Нижне- и среднемиоценовые терригенные отложения выполняют тектонические впадины, а за их пределами с угловым несогласием перекрывают более древние толщи. Верхнемиоценовые отложения обычно с размывом, местами с небольшим угловым несогласием залегают на нижне-среднемиоценовых. Их распространение связано не только с палеогеновыми впадинами, но в значительной мере с расположением современных горных систем и межгорных прогибов. Залегание плиоценовых и четвертичных отложений определяется в основном современным рельефом. Неогеновый вулканизм представлен мощными покровами миоценовых и плиоценовых базальтоидов и незначительным количеством туфов кислого состава.

Условия формирования и залегания перечисленных пород объясняются сводовым и глыбово-сводовым поднятием горных сооружений Сихотэ-Алиня, системы Синих хребтов и Восточно-Маньчжурских гор при одновременном относительном прогибании межгорных впадин.

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Сейсмичность Приморья, как и всего Дальнего Востока, систематически изучается с 1911 г. по показаниям сейсмических станций Европы и Северной Америки. С 1929 г. работает сейсмическая станция во Владивостоке, а в 1951—1952 гг. появилась широкая сеть станций на Сахалине, Камчатке и в других районах Дальнего Востока. По данным, приведенным в Атласе землетрясений в СССР (АН СССР, 1962 г.), на территории Приморья и в прилегающих районах Китая и Японского моря зарегистрировано 22 землетрясения, в том числе одно первой группы интенсивности ($M \geqslant 7^1/_2$) и десять второй группы ($M \geqslant 6^1/_2$—$7^1/_2$). Все землетрясения относятся к глубокофокусным; гипоцентры четырех землетрясений находятся в интервале глубин от 300 до 400 *км* и семь — в интервале от 500 до 600 *км* (см. рис. 8). Несмотря на высокие магнитуды этих землетрясений, вследствие очень большой глубины гипоцентров на поверхности земли они практически не ощущаются.

О землетрясениях с гипоцентрами в земной коре имеются весьма немногочисленные и противоречивые данные. В «Сейсмическом бюллетене сети сейсмических станций СССР» приведено лишь несколько землетрясений с далеко неполными данными, поскольку они были зарегистрированы лишь одной Владивостокской сейсмической станцией, имевшей к тому же аппаратуру, не приспособленную для регистрации близких землетрясений. Некоторые данные о коровых землетрясениях в Приморье приведены в материалах М. Г. Органова (1964 г.), изучавшего их главным образом путем опроса местных жителей. По

http://jurassica.ru/

М. Г. Органову, наиболее сильное землетрясение произошло 18 сентября 1933 г. (по другим данным 19 сентября) в районе г. Сучана. Здесь его сила составила 7 баллов, а на расстоянии 50—60 *км* не более 4—5 баллов. Второе землетрясение было 12 декабря 1950 г. (по другим данным 10 декабря) с эпицентром в долине р. Майхе, где его сила достигла 5 баллов, в г. Артеме — 4 балла, во Владивостоке 2—3 и в г. Уссурийске 3 балла. Третье землетрясение, указанное в Сейсмологическом бюллетене (вып. 8 за 1962 г.), имело эпицентр в акватории оз. Ханка на территории Китая и произошло 15 августа 1962 г. Его магнитуда около 5, сила на поверхности — до 6 баллов.

М. Г. Органов составил схему сейсмического районирования Приморья, согласно которой западная часть Приморья: отроги Восточно-Маньчжурских гор и прилегающая к ним территория, включая район Владивостока — относятся к зоне возможных землетрясений силой до 6 баллов; такой же силы возможны землетрясения вдоль побережья Японского моря; в районе г. Сучана сила землетрясений может достигать 7 баллов, а на остальной территории края сила землетрясений не превысит 5 баллов.

По строительным нормам район г. Сучана и Западная приграничная полоса Приморья отнесены к территории с возможной силой землетрясений до 7 баллов, остальная площадь оценивается как шестибалльная.

Дальнейшее изучение тектоники Приморья должно быть направлено прежде всего на исследование его глубинного строения геофизическими методами (ГСЗ, КМПВ, гравиметрия и др.), поскольку в этом отношении край исследован гораздо хуже, чем другие регионы страны. Большое значение для уточнения тектонических структур будет иметь глубокое бурение, которое необходимо провести в первую очередь в основных рудных районах — Тетюхинском, Кавалеровском и Вознесенском. Ряд спорных вопросов по тектонике Приморья будет решен на основе новых данных по стратиграфии, литологии, условиям залегания и соотношения пород различного возраста.

http://jurassica.ru/

Глава седьмая

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Первые сведения о геоморфологии Приморья приведены в работах географов и геологов второй половины прошлого века. Позже В. К. Арсеньев дал яркое описание его рельефа, гидрографии и современных физико-геологических явлений в связи с геологическим строением края.

Первой специальной работой по геоморфологии Приморья была статья Я. Е. Пащенко (1939), в которой Сихотэ-Алинь подразделялся на Иманский и Южный районы с границей между ними по широте 44° 30′. Работа Я. Е. Пащенко содержит много верных положений. К сожалению, из-за малой известности она недостаточно учитывалась последующими исследователями.

Г. М. Власов (1946) в краткой статье описал морские террасы залива Петра Великого и определил возраст морской террасы у п-ова Песчаного в 1200—3000 лет. В 1948—1955 гг. обильный фактический материал по геоморфологии Приморья в ходе геологических съемок собрали И. И. Берсенев, Ю. М. Вдовин, Л. Б. Вангаз, Ю. А. Иванов, В. Г. Плахотник, К. М. Худолей и др. Тематические работы в эти годы выполнялись В. В. Никольской, А. А. Лебедевой, Г. С. Ганешиным и др.

Г. С. Ганешиным в 1955 г. была составлена мелкомасштабная геоморфологическая карта края, на которой также отражена морфология дна Японского моря. Г. С. Ганешин подтвердил данные В. А. Ярмолюка о наличии следов древнего оледенения в северных районах края и описал ряд других участков их распространения.

В 1956 г. И. И. Берсенев обобщил материалы по геоморфологии большей части Приморья, собранные им же, а также Ю. М. Вдовиным, Ю. А. Ивановым, А. Б. Разживиным, Ю. Г. Струве и др.

В последующие годы геоморфологию Приморья изучали преимущественно в ходе геологических съемок Б. И. Васильев, А. Ф. Крамчанин, Б. П. Пода, И. К. Пущин, В. К. Сохин, Ю. Г. Струве и др. Тематические работы в 1965—1966 гг. выполняли сотрудники ДВГИ Г. И. Худяков, Е. П. Денисов, Р. И. Никонова, А. М. Короткий и др.

В рельефе Приморья И. И. Берсенев, Г. С. Ганешин, Н. А. Лебедева, Р. И. Никонова и другие выделяют водораздельный уровень средневысотных гор с преобладающими абсолютными отметками 800—1200 *м*, водораздельный уровень низкогорья с абсолютной высотой 300—800 *м*, уровень холмисто-увалистых предгорий с относительными высотами 100—200 *м*. К самому низкому уровню относятся речные, озерные и морские террасы современной гидрографической сети с максимальными относительными превышениями 60—70 *м* (рис. 40).

Среднегорный водораздельный уровень является наиболее древним. Он возник в результате денудации раннепалеогеновых, позднемеловых и более древних складчатых сооружений, а также верхнемеловых, а в отдельных местах палеогеновых эффузивов. Водораздельный уровень низкогорья в большинстве случаев образовался в результате эрозии в олигоценовое и миоценовое время, хотя местами к низкогорью

http://jurassica.ru/

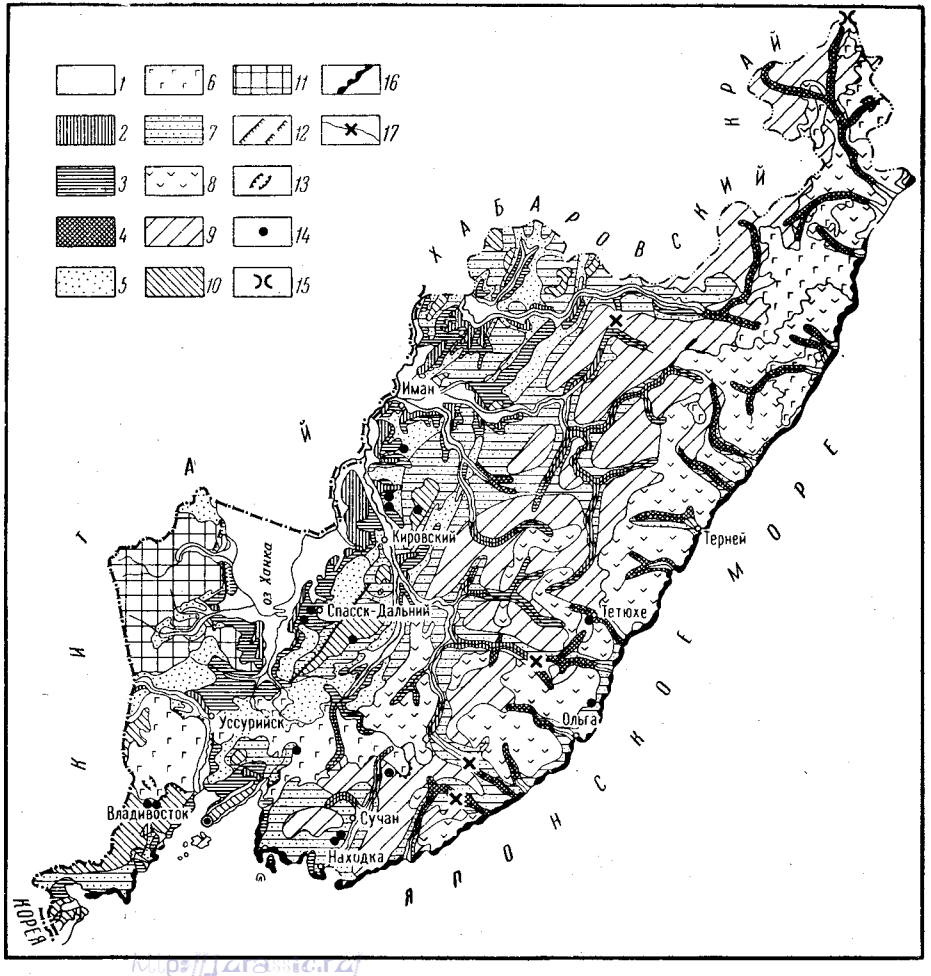


Рис. 40. Схематическая геоморфологическая карта Приморского края. Составили И. И. Берсенев, В. К. Сохин, Б. П. Пода

Террасы: *1* — современные и позднечетвертичные, *2* — среднечетвертичные, *3* — раннечетвертичные, *4* — средне- и раннечетвертичные неразделенные, *5* — плиоценовые; денудационные и денудационно-вулканические поверхности: *6* — плиоценовые базальтовые плато, *7* — олигоцен-миоценовые (низкие горы), *8* — позднемеловые — раннепалеогеновые, *9* и *10* — раннепалеогеновые, сформировавшиеся преимущественно в результате сводового поднятия Сихотэ-Алиня (*9*) и горстовых поднятий (*10*), *11* — предположительно мезозойские; *12* — сбросы, выраженные в рельефе; *13* — оползни; *14* — карст; *15* — ледниковые кары; *16* — современные абразионные обрывы; *17* — участки перехватов

относятся опущенные участки рельефа более древнего возраста. Холмисто-увалистые предгорья обычно представляют собой плиоценовые эрозионные, аллювиальные или аллювиально-пролювиальные террасы. Самый низкий ярус рельефа сформировался в четвертичное время (рис. 41). Кроме перечисленных, широко развиты вулканические формы рельефа. Ниже описываются различные по возрасту, генезису и форме типы рельефа Приморского края.

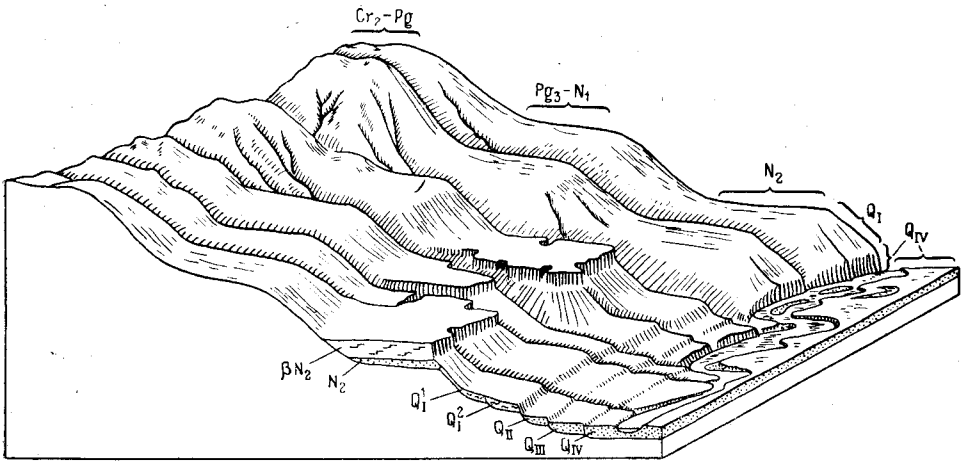


Рис. 41. Схема основных форм рельефа Сихотэ-Алиня (по И. И. Берсеневу)

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА

Денудационная водораздельная поверхность предположительно мезозойского возраста развита в западной части Ханкайского массива и прилегающей к ней Краевской подзоне. В междуречьях Синтухе — Бейчихе и Бейчихе — Тахеяж распространены плоские, слабо расчлененные водоразделы, абсолютная высота которых плавно изменяется от 500 *м* на юго-востоке до 800 *м* у государственной границы. Восточнее р. Молоканка вследствие более густой эрозионной сети плоские водоразделы не сохранились. Здесь развиты низкие горы близкой абсолютной высоты (425—500 *м*), их водораздельный уровень составляет прямую линию, являющуюся продолжением на восток уровня плоских водоразделов. На междуречье Тахеяж — Суйфун плоские водоразделы абсолютной высотой около 400 *м* распространены в верховьях рек Вторая Крестьянка и Третья Крестьянка. Восточнее, на междуречье Мо — Чихеза, древняя денудационная поверхность не сохранилась, но низкие горы имеют здесь близкую абсолютную высоту (250—300 *м*).

Над древней поверхностью выравнивания местами возвышаются останцовые горы или отдельные вершины. Относительные превышения их над уровнем окружающих водоразделов достигают 300 *м*. Примерами крупных останцовых гор могут служить некоторые вершины хребта Пограничного: Винокурка (731 *м*), Острая (759 *м*), Кедровая (966 *м*) и др.

Денудационная поверхность срезает породы различного возраста и состава, но преимущественно палеозойские гранитоиды, вмещающие их отложения и пермские осадочно-вулканогенные толщи. Останцовые возвышенности обычно сложены более крепкими породами — пермскими эффузивами разного состава, ороговикованными породами, реже — мелкозернистыми гранитами. Мезозойские отложения в пределах раз-

http://jurassica.ru/

вития описываемой поверхности отсутствуют. По-видимому, в течение триаса, юры и мела этот район подвергался размыву, а материал накапливался в прилегающей с юга Суйфунской наложенной впадине. Преобладающий глинисто-алевролитовый состав романовской свиты указывает на выровненный рельеф в области сноса. Таким образом, можно предполагать, что к середине позднемеловой эпохи значительные части Ханкайского массива и Западно-Приморской зоны представляли собой пенеплен с низкими останцовыми возвышенностями. В дальнейшем эта поверхность подвергалась деформациям и денудации. Р. И. Никонова (1965) считает, что мезозойская поверхность в рельефе Приморья не сохранилась. И. И. Берсенев допускает, что в основном она была сформирована в мезозое и дополнительно выравнивалась в палеогене и миоцене.

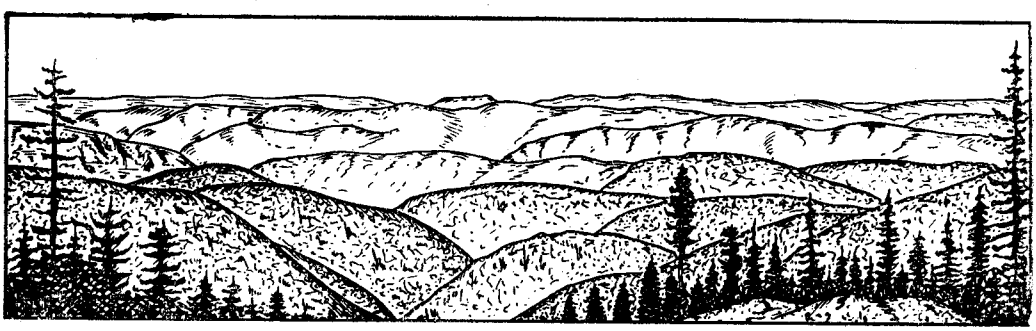


Рис. 42. Общий вид на междуречья Тадуши — Даданцы — Тетюхе с водораздела Тадуши — Арзамазовка. Горы имеют примерно равную высоту. (Рис. И. И. Берсенева)

Денудационно-вулканическая водораздельная поверхность позднемелового — раннепалеогенового возраста широко распространена вдоль побережья Японского моря, в междуречье Даубихе—Улахе и на небольших площадях в ряде других районов. Эта поверхность сложена преимущественно сенон-датскими или датскими кислыми эффузивами приморской, монастырской, арзамазовской и дорофеевской свит или винской толщи. В районах распространения указанных отложений обладают выровненные водоразделы или близковысотные горы (рис. 42), принимавшиеся ранее рядом исследователей за остатки древней поверхности выравнивания. Более детальными исследованиями установлено, что сравнительно ровные водоразделы являются остатками древних вулканических плато, впоследствии деформированных и сильно разрушенных эрозией. Над водораздельным уровнем, имеющим абсолютную высоту обычно 1000—1200 *м*, местами возвышаются отдельные вершины или короткие хребты высотой до 1600 *м* и более (горы Снежная 1683 *м*, Лючихеза 1597 *м*). В одних случаях, например для указанных вершин, это связано, по-видимому, с дифференциальными поднятиями, происходившими в палеогене. В других случаях возвышенные участки водоразделов сложены палеогеновыми эффузивами (Якут-гора 1329 *м*, гора Седая 1358 *м*). В процессе накопления верхнемеловых вулканогенных толщ иногда возникали возвышенности значительных размеров. В результате последующей денудации они превращались в горные массивы или группы сопок. Примерами могут служить массив горы Таможенной (748 *м*) близ пос. Пограничного, горы в междуречье Лефу—Осиновка, к юго-востоку и северо-востоку от пос. Манзовка, в районе с. Ново-Девица и др.

http://jurassica.ru/

Позднемеловой — раннепалеогеновый возраст описанной водораздельной поверхности определяется возрастом слагающих пород и ее значительным относительным превышением над олигоцен-миоценовым водораздельным уровнем.

Денудационная водораздельная поверхность раннепалеогенового возраста занимает значительные площади в пределах горной области Сихотэ-Алиня и юго-восточных отрогов Восточно-Маньчжурской горной страны. Описываемая поверхность имеет пологоволнистую форму и абсолютную высоту 1000—1400 *м*, постепенно повышающуюся к северу до 1500—1900 *м*. Возвышенные участки водоразделов сложены позднемеловыми интрузиями и окружающими их ороговикованными породами. На остальной площади развиты преимущественно осадочные отложения мезозойского и палеозойского возраста. Гребни водораздe-

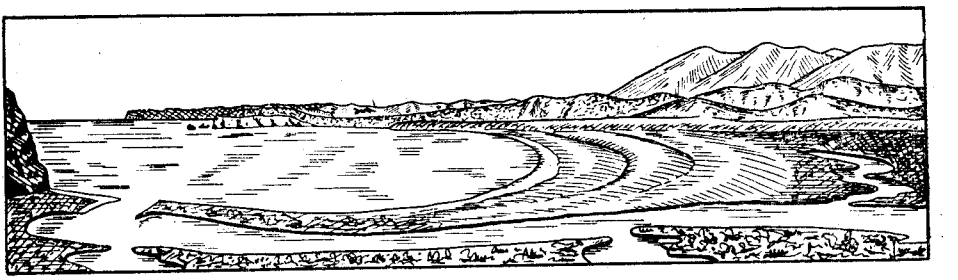


Рис. 43. Вид устья р. Мутуха (Тетюхинский район). Рис. И. И. Берсенева

лов обычно широкие (сотни метров), небольшие вершины, расположенные на них, имеют округлые очертания, почти повсеместно они покрыты густым хвойным лесом. Наиболее высокие гольцовые вершины, возвышающиеся над прилегающей водораздельной поверхностью на 300—500 *м*, имеют более резкие формы рельефа. Они часто увенчаны утесами, склоны их покрыты осыпями и курумами, местами встречаются скалы, растительность здесь горно-тундровая.

Формирование описанной водораздельной поверхности проходило длительное время в результате денудации постепенно поднимавшихся складчатых структур. Характер этого воздымания был неодинаков. На большей части Сихотэ-Алиня это поднятие носило сводовый характер при отсутствии существенных глыбовых подвижек. В пределах Западного Сихотэ-Алиня и у юго-восточных отрогов Восточно-Маньчжурских гор поднятия были сводово-глыбовыми. В целом водораздельные поверхности хребтов Синего, Восточного Синего, Холодного, Пограничного и Черных гор имеют высоту 700—1100 *м*.

Денудационные водораздельные поверхности олигоцен-миоценового возраста распространены в полосе предгорий и низких гор по периферии Западно-Приморской равнины, на морском побережье и вдоль долин крупных рек — Бикин, Иман, Улахе, Даубихе, Сучан и крупнейших их притоков. В современном рельефе эти поверхности представляют собой гребни водоразделов второго порядка или отрогов, спускающихся от описанных выше водоразделов к бортам речных долин. Продольный профиль их имеет вогнутую форму, в верхней части он сравнительно крутой (10—20°), в средней пологий (3—10°), в нижней близкий к горизонтальному. Абсолютная высота низкого, близкого к горизонтальному, водораздельного уровня колеблется в широких пределах. У Западно-Приморской равнины и на морском побережье обычно он составляет 300—400 *м*, а в горных районах достигает 700—800 *м* (рис. 43). Преобладающая относительная высота над днищами

http://jurassica.ru/

речных долин 200—300 *м*, в центральных частях Сихотэ-Алиня до 400 *м*. Гребни водоразделов в большинстве случаев имеют округлую в поперечном профиле форму и покрыты лесом. Лишь изредка на них возвышаются небольшие утесы, сложенные наиболее устойчивыми к денудации породами: известняками, кремнями, жильными породами кислого состава и др.

Образование описанной водораздельной поверхности связано с длительной эрозией поднимавшихся горных областей. В олигоцене и миоцене интенсивность поднятия уменьшилась, что привело к значительному расширению речных долин, днища которых соответствуют современному уровню низких водоразделов, т. е. остаткам олигоцен-миоценовых террас.

В пределах Западно-Приморской равнины и в отдельных межгорных впадинах Сихотэ-Алиня в это время накапливались континентальные, местами угленосные отложения. В дальнейшем они подверглись размыву или оказались погребенными под покровами неогеновых базальтов, плиоценовых или четвертичных отложений. Поэтому в названных районах олигоцен-миоценовые террасы имеются на отдельных участках.

В бассейне р. Суйфун между селами Фадеевка и Новогеоргиевка олигоцен-миоценовая терраса имеет абсолютную высоту 200—225 *м*, относительное превышение 125—150 *м* и ширину до 2 *км*. Терраса плавно переходит в коренной склон, а бровка ее выражена достаточно отчетливо. У восточной окраины г. Уссурийска абсолютная высота террасы 60—80 *м*, относительная 40—60 *м*. Далее на восток терраса постепенно поднимается, достигая в районе с. Раковка абсолютной высоты 200—220 *м* с относительным превышением 140—160 *м*. В этом районе терраса сильно расчленена небольшими долинами.

На всех упомянутых участках терраса эрозионная. Характерной особенностью ее является наличие древних кор выветривания. В горных районах эти коры уничтожены последующей денудацией и сохранились лишь там, где они бронированы неогеновыми базальтами, например в нижнем течении р. Тудагоу (приток р. Даубихе).

Олигоцен-миоценовый возраст описанной поверхности определяется тем, что она срезает породы более древние, чем олигоцен, врезана в денудационные и денудационно-вулканогенные поверхности позднемелового — раннепалеогенового возраста, перекрывается неогеновыми базальтами, в нее врезаны плиоценовые террасы, и ее нижний эрозионный уровень местами совпадает с аккумулятивной поверхностью, сложенной олигоцен-миоценовыми отложениями надеждинской и усть-давыдовской свит.

Плиоценовые террасы занимают значительную площадь в краевых частях Западно-Приморской равнины, вдоль бортов почти всех долин крупных рек и встречаются на отдельных участках морского побережья. Эти террасы в большинстве случаев являются аккумулятивными или цокольными, реже эрозионными. Относительная высота террасы над днищем речных долин в Приханкайской впадине 70—100 *м*, в горных районах до 300 *м*.

В долине р. Суйфун в районе сел Полтавка и Фадеевка плиоценовые галечники суйфунской свиты залегают на плоских водоразделах, слагая террасу абсолютной высотой 150—170 *м*, на относительной высоте около 75—85 *м* над уровнем реки и на 50 *м* ниже уровня олигоцен-миоценовой террасы. Эти же галечники слагают террасу на водоразделах рек Суйфун, Шуфан, Казачка, Лючихеза. К востоку от оз. Ханка кровля плиоценовых галечников в урочище Гринталь расположена на абсолютной высоте 240—260 *м*. К западу высота плиоцено-

http://jurassic.ru/

вой террасы постепенно понижается, составляя в районе с. Кронштадка 200—220 *м*, у с. Анненка 150—160 *м*. В горных районах аккумулятивная часть на террасах сохранилась от размыва не повсеместно. Так, в долине р. Одарка маломощный покров галечников появляется лишь в районе с. Буссевка, а выше по течению они отсутствуют, хотя поверхность плиоценовой террасы здесь выражена хорошо.

Описываемые террасы сильно расчленены долинами небольших ручьев и балками, а в современном рельефе обычно представляют собой увалы. Плиоценовый возраст террас определяется возрастом слагающей их суйфунской свиты.

Базальтовые плато плиоценового возраста занимают значительные площади в южной части края, где расположены Шуфанское и Шкотовское плато, и в его северо-восточной части. Небольшие плато и куполовидные вулканы развиты вдоль морского побережья, в краевых частях Западно-Приморской равнины и в ряде других мест.

Базальтовые плато имеют сравнительно ровную, покрытую хвойным лесом поверхность, очень полого (0,5—1°) наклоненную к морю или к центру Западно-Приморской равнины. В центральных частях плато расположены куполовидные возвышенности, являвшиеся центрами излияния лав. В пределах Шуфанского плато к ним относятся гора Полковница (734 *м*), Вершина Сандуга (742 *м*). На Шкотовском плато подобными куполовидными вулканами являются гора Обрубленная (803 *м*) и высота с отметкой 906 *м*. Плоская поверхность плато местами занята болотами и небольшими озерами, иногда встречаются бессточные впадины, однако в большинстве случаев пологие, почти незаметные на глаз понижения переходят в ложбины и дают начало долинам ручьев.

С более высокими горными массивами базальтовые плато граничат по четкому перегибу склона. К долинам рек они обрываются крутыми, часто скалистыми склонами. В периферических частях плато сильно расчленены эрозией, образуя изолированные столовые горы.

По периферии Западно-Приморской равнины расположены многочисленные остатки небольших куполовидных вулканов, примерами которых могут служить гора севернее с. Борисовка, столовая возвышенность восточнее пос. Раздольного, гора Корейская сопка близ ст. Свиягино, гора Медвежья севернее пос. Кировского и др.

Базальты, слагающие плато, в большинстве случаев залегают на олигоцен-миоценовых террасах. Местами они замещают по простиранию плиоценовые гравийно-галечниковые отложения, тогда их подошва лежит на уровне цоколя плиоценовых террас. В центральной части Сихотэ-Алиня базальты залегают на значительной высоте, перекрывая олигоцен-миоценовую денудационную поверхность. Возраст описанных плато соответствует возрасту наиболее молодых покровов базальтов и в большинстве районов является плиоценовым. В отдельных случаях, например, в бассейне р. Кхуцин, не исключен миоценовый возраст водораздельных базальтов и соответственно слагаемых ими плато.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА

Склоны долин четвертичного возраста имеют весьма широкое распространение, занимая в горных районах более половины площади. На геоморфологической карте они не показаны.

В районах базальтовых плато весь склон долины от бровки плато до его подошвы имеет четвертичный возраст, поскольку склон сформировался после излияния плиоценовых базальтов. Склоны долин весьма крутые, часто обрывистые, местами осложненные оползневыми буграми

http://jurassica.ru/

и бессточными впадинами. Максимальная глубина четвертичного вреза в пределах Шуфанского плато достигает 400 *м* (р. Амба), в Шкотовском плато местами доходит до 600 *м* (р. Цимухе). В районах развития рыхлых плиоценовых отложений к четвертичному возрасту относится также весь склон долины. Здесь склоны долин менее крутые, бровка их местами плохо выражена, а общая глубина четвертичного эрозионного вреза невелика и редко превышает 50—75 *м*.

В горных районах, сложенных породами более древними, чем плиоцен, к четвертичному возрасту относится обычно нижняя, наиболее крутая часть склона. Общая глубина четвертичного вреза здесь колеблется в пределах 150—400 *м*.

Склоны четвертичного возраста расчленяются на раннечетвертичные, среднечетвертичные, позднечетвертичные и современные в том случае, когда они опираются на террасы соответствующего возраста.

Четвертичные террасы распространены в пределах Западно-Приморской равнины, в долинах рек и на морском побережье. По возрасту они подразделяются на раннечетвертичные, среднечетвертичные, позднечетвертичные и современные; по генезису — на озерные, включая озерно-аллювиальные, речные и морские. В речных долинах до самых верховьев прослеживаются лишь древние террасы. Чем моложе террасы, тем ниже по течению они исчезают. В низовьях рек, впадающих в море и в оз. Ханка, некоторые террасы являются погребенными. Таким образом, количество и относительные высоты террас в одних и тех же долинах не постоянны. Существуют представления, что рассматриваемая поверхность является не террасой, а педиментами, с которыми сопряжены делювиально-аллювиальные осадки (Короткий, Никонова, 1965).

Раннечетвертичные террасы имеют два уровня, соответствующие стратиграфическим горизонтам — упагдинскому и елабужскому. Уступ между этими террасами, как и уступ нижней террасы, почти повсеместно размыт, и в современном рельефе обе террасы обычно сливаются в одну наклонную поверхность. Расчленение их возможно с помощью прослеживания цоколя бурением с последующими тщательными геоморфологическими наблюдениями (см. рис. 16, *А*, *Б*).

Упагдинская терраса очень широко распространена. Ее тыловой шов прослеживается почти во всех долинах рек и ручьев, вплоть до их истоков. В ряде районов этой террасой образованы водоразделы не только между речными долинами одного бассейна, но и между бассейнами Охотского и Японского морей. От более высокой плиоценовой террасы упагдинская отличается глинистым составом ее аккумулятивной части. В настоящее время от размыва сохранилась лишь незначительная часть рассматриваемой террасы. Упагдинская терраса представлена озерным и речным типами.

Озерный тип распространен в краевых частях Западно-Приморской равнины, в Артемо-Тавричанской, Средне-Бикинской, Шетухинской и в других впадинах. В Приханкайской равнине абсолютная высота террасы около 120 *м*, в низовьях р. Бикин она снижается до 95 *м*, в Артемо-Тавричанской впадине 40—70 *м*.

Относительная высота террасы над руслами рек 50—60 *м*. В междуречье Суйфун—Чихеза терраса образует водораздел между Японским и Охотским морями. Ее поверхность сильно расчленена и в настоящее время имеет вид плосковерхих увалов, слабо наклоненных (2—4°) в сторону современной гидросети. Увалы в свою очередь прорезаны ветвистыми балками и оврагами глубиной 2—6 *м*. Тыловой шов террасы хорошо выражен только в местах причленения к скальным породам, в других случаях переход к склону долин плавный (4—8°),

http://jurassica.ru/

перегиб выражен слабо. Уступ террасы большей частью снивелирован, крутизна его 4—6, реже до 10°. Переход к елабужской террасе плавный, местами со слабо заметным перегибом. Терраса в большинстве случаев аккумулятивная, сложенная озерными или озерно-аллювиальными глинами. В северной части Западно-Приморской равнины местами наблюдается терраса, образовавшаяся, по мнению В. К. Сохина, в результате озерной абразии палеогеновых и неогеновых осадочных пород.

Речной тип террасы развит во всех долинах. В нижнем течении рек, впадающих в море, ее относительная высота 40—60 *м*, в среднем течении она повышается до 70 *м*, к верховьям вследствие исчезновения более молодых террас ее высота снижается и в самых верховьях терраса находится на уровне поймы. В горных долинах терраса часто размыта и встречаются ее участки длиной до 1—5 *км* при ширине до 1 *км*. Обычно терраса цокольная, ее аккумулятивная часть сложена глинами с песком, гравием и галькой, местами эрозионная, хотя возможно, что аллювий на этих участках смыт. Коренные породы цоколя террасы сильно выветрели на глубину до нескольких метров. Поверхность террасы расчленена балками и оврагами, наклонена к осевой части долины под углом 2—5°. Тыловой шов выражен плохо и отмечается плавным отрицательным перегибом склона. Бровка сглаженная, в горных долинах четкая, лишь в них хорошо заметен уступ. На морском побережье описываемая терраса встречается по берегам бухт и заливов, по морфологии она отличается от террасы горных долин крутым, местами обрывистым абразионным уступом.

Елабужская терраса аналогична упагдинской. Она развита в тех же районах, имеет такой же генезис и близкую морфологию. Озерная терраса широко распространена в Западно-Приморской равнине. Ее абсолютная высота в Приханкайской равнине 100—110 *м*, в нижнем течении р. Бикин 80—90 *м*. Относительное превышение 30—50 *м*. Тыловой шов террасы выражен очень плохо, бровка размыта, уступ обычно пологий (4—7°).

Среднечетвертичные террасы имеют значительно меньшее распространение, чем раннечетвертичные. Они подразделяются на ханкайскую и вяземскую террасы, соответствующие одноименным стратиграфическим горизонтам (см. рис. 16, *Б*). В настоящее время террасы сильно размыты. Вверх по течению рек среднечетвертичные террасы прослеживаются не так далеко, как раннечетвертичные.

Ханкайская терраса представлена озерным и речным типами. Озерная терраса распространена там же, где и раннечетвертичные озерные террасы. Ее абсолютная высота в долине р. Чихеза 90 *м*, у г. Лесозаводска 75 *м*, у ст. Губерово 60 *м*; относительное превышение 10—15 *м*; ширина в пределах Западно-Приморской равнины до 15 *км*. Поверхность террасы ровная с многочисленными заболоченными западинами овальной или неправильной формы. Вблизи рек терраса озерно-аллювиальная со следами древних стариц в виде заболоченных понижений дугообразной формы. Тыловой шов представлен четким или слабо заметным отрицательным перегибом рельефа, бровка и уступ террасы выражены плохо.

Речная терраса наибольшее распространение имеет в верхнем течении рек, где она слагает бóльшую часть дна долин. В нижнем течении она встречается на отдельных участках, в верховьях переходит в пойму и выклинивается. Высота террасы 15—25 *м*, ширина 0,1—1 *км*, в межгорных впадинах до 4 *км*. Поверхность террасы ровная с небольшим (1—3°) наклоном к реке. При небольшой ширине терраса сухая, покрытая лесом, на широких участках (более 0,5 *км*) — заболоченная.

http://jurassica.ru/

Тыловой шов, бровка и уступ террасы выражены хорошо. В приустьевых частях рек, впадающих в море, верхняя часть аллювия террасы обычно полностью размыта, а ее аллювий перекрыт верхнечетвертичными и современными отложениями. В горных районах терраса цокольная, реже эрозионная.

Вяземская терраса представлена лишь речным типом, хотя не исключено наличие и озерной террасы близ южного берега оз. Ханка и в других местах Западно-Приморской равнины. Описываемая терраса на Приханкайской равнине имеет относительную высоту 6—12 *м*, заболоченная поверхность ее изрезана многочисленными дугообразными старичными понижениями глубиной 0,5—1,5 *м*. Тыловой шов и бровка выражены слабо.

При переходе от равнины в горы поверхность террасы становится более ровной, понижения приобретают змеевидную (струйчатую) в плане форму. В горах — это цокольная терраса, которая встречается на отдельных участках, и в ряде случаев ее трудно отличить от ханкайской террасы (см. рис. 18, *А*). Относительная высота вяземской террасы в среднем и верхнем течении рек 10—20 *м*, тыловой шов, бровка и уступ выражены хорошо. К верховьям терраса переходит к пойму и выклинивается. В низовьях рек, впадающих в море, терраса обычно размыта.

Позднечетвертичные террасы занимают площадь меньшую, чем среднечетвертичные, по причинам, указанным для последних. По генезису они подразделяются на озерные и речные.

Озерная терраса установлена вдоль берегов оз. Ханка (см. рис. 18, *Г*). Наибольшая ширина ее в междуречье Сунгач—Белая до 15 *км*, абсолютная высота 69—74 *м*, относительное превышение 4—6 *м*. Поверхность террасы изобилует понижениями продолговатой или округлой формы, среди которых наиболее крупное занято Сташевским торфяным болотом. Уступ и бровка террасы сглажены и наблюдаются лишь северо-восточнее с. Чкаловское. Тыловой шов отчетливо проявлен в местах причленения к древнечетвертичным и ханкайской террасам. Граница с вяземской террасой устанавливается по смене характера растительности и микрорельефа поверхностей террас.

Речная терраса в нижнем и в ряде случаев в среднем течении рек занимает большую часть дна долин. В низовьях рек терраса обычно аккумулятивная, выше по течению цокольная. Высота ее 4—8 *м*, в нижнем течении рек уменьшается до 2 *м*. Поверхность террасы расчленена заболоченными старичными понижениями и береговыми валами. Последние в долинах крупных рек возвышаются над уровнем террасы на 2—6 *м*. Тыловой шов, бровка и уступ террасы обычно выражены хорошо. В долинах рек, впадающих в море (Ванчин, Тетюхе, Большая Синанча и др.), в нижнем течении терраса аккумулятивная, высота 2—4 *м*, с крутым, местами сглаженным уступом. Выше по течению у нее появляется цоколь, терраса повышается до 6—8 *м*, пойма сужается до ширины русла и реки здесь текут в узких и неглубоких ущельях. На расстоянии 20—40 *км* от устья (в зависимости от многоводности) на реках появляются водопады и перекаты, выше которых русла оказываются лишь немногим ниже поверхности позднечетвертичной террасы. На этих же участках или в 5—10 *км* по течению к руслу приближается уступ среднечетвертичной террасы. В результате поверхность позднечетвертичной террасы превращается сначала в пойму, а затем в русло, и терраса, таким образом, исчезает.

В некоторых долинах наблюдаются два уступа позднечетвертичной террасы, соответствующие фудзинскому горизонту и тыльскому надгоризонту (см. рис. 17). Современные террасы подразделяются на озер-

http://jurassica.ru/

ные, речные и морские. По возрасту они соответствуют мухенским слоям.

Озерная терраса развита в основном на восточном и южном берегах оз. Ханка (см. рис. 18, *Г*). Здесь ее ширина до 8 *км*, абсолютная высота 70—70,5 *м*, относительное превышение 0,5—2 *м*. От берега озера терраса обычно отделена песчаным береговым валом шириной до 150 *м* и высотой до 3 *м*. Поверхность террасы заболочена, занята кочкарником и местами изобилует небольшими озерами. Тыловой шов террасы выражен плохо и описываемая терраса от позднечетвертичной отличается лишь по незначительной смене растительности и деталям поверхности.

Современная терраса озер, расположенных на морском побережье, находится обычно на берегу, противоположном косам, отделяющим озеро от моря. Терраса заболочена, ее высота 2 *м*. К берегу озера она плавно снижается, переходя местами в плавни.

Речная терраса в долинах равнинных рек западной части Приморья занимает значительную часть дна долин (см. рис. 18, *А*). Высота ее над меженным уровнем р. Уссури достигает 3,5 *м*, на менее крупных реках 1,5—2 *м*. Поверхность террасы расчленена многочисленными старицами и береговыми валами, образующими в плане сложный рисунок срезанных вееров блуждания. Бровка и тыловой шов террасы обычно выражены хорошо.

В приустьевых частях рек, впадающих в море, позднечетвертичная терраса является погребенной, а современная занимает большую часть дна долины (см. рис. 18, *В*). Поверхность ее заболочена и изобилует старицами. Уступ высотой 0,5—1 *м* обрывается к руслу, поскольку прирусловые косы и бичевник здесь практически отсутствуют. Резкий тыловой шов отделяет террасу от уступа раннечетвертичных террас или склона долины. Вверх по течению ширина террасы уменьшается, а затем она исчезает, сливаясь с низкой поймой и руслом. Ближе к морю речная терраса плавно замещается морской.

Морская терраса наибольшее распространение имеет на западном побережье залива Петра Великого. Кроме того, она развита по берегам многочисленных бухт и вдается в речные долины иногда на расстояние до нескольких километров. Поверхность террасы заболочена и расчленена озерами, лагунами и береговыми валами, имеющими обычно серповидную в плане форму, повторяющую очертания современного берега. Высота террасы 0,5—1 *м*, от пляжа она отделена береговым валом высотой до 5 *м* и шириной до 100 *м*. Тыловой шов террасы выражен четко.

Чукчагирским слоям соответствуют низкая пойма, бичевник, озерные и морские пляжи.

Низкая пойма высотой до 2 *м* развита преимущественно в долинах сравнительно крупных рек — Уссури, Иман, Бикин, Суйфун и др. Пойма состоит из чередования проток, стариц, береговых валов и прибрежных кос. В долинах прочих рек низкая пойма имеет ширину от десятков до нескольких сотен метров. Здесь развиты галечниковые, валунные или песчаные косы, острова, старицы и протоки. Подобная пойма прослеживается до истоков рек и ручьев.

Озерный пляж оз. Ханка песчаный, шириной до 100 *м*, местами илистый, на южном берегу замещается плавнями. На южном и западном берегах имеются косы длиной свыше 2 *км*. Вдоль берегов прочих озер пляж узкий (до 10 *м*), щебенчатый, каменистый, реже песчаный. На ряде участков имеются плавни.

Вдоль морского побережья пляж развит преимущественно по берегам бухт и исчезает у скалистых мысов. Максимальной ширины (до 100 *м*) пляж достигает в изголовьях серповидных бухт (см. рис. 43).

http://jurassica.ru/

Состав морских отложений пляжа здесь обычно песчаный. На большей части побережья пляж галечниковый, близ мысов галечниково-валунный шириной 10—20 *м*. В серповидных бухтах пляж ограничен береговым валом, на остальной части берега — абразионным уступом, представляющим собой крутой, местами вертикальный скалистый обрыв высотой до 100, иногда до 500 *м*.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Главнейшими геологическими процессами, протекавшими в Приморье в неогене и определившими основные черты его рельефа, были вулканизм, неотектонические движения, и связанные с ними эрозия, речная и озерная аккумуляция. В четвертичное время вулканизм не проявлялся, зато существенное влияние на формирование рельефа, помимо эрозии, речной и озерной аккумуляции, оказали морская абразия и аккумуляция, горнодолинное и коровое оледенение, мерзлотные, эоловые, карстовые и другие процессы.

Базисом эрозии являлся уровень моря, который испытывал значительные (до 100 *м*) колебания. Эрозия действовала на территории края весьма интенсивно. В миоцене и плиоцене часть речных долин была залита базальтами, что вызвало некоторую перестройку гидрографической сети. В дальнейшем в четвертичное время происходило углубление и расширение речных долин. Наиболее длительно гидрографическая сеть развивалась в раннечетвертичную эпоху, когда сформировались современные долины рек и ручьев вплоть до их верховьев. Периодическое опускание базиса эрозии вызывало врезание русел и образование речных террас. Однако при регрессивной эрозии ни одна из них не достигла верховьев, чем объясняется последовательное исчезновение террас вверх по долинам от молодых к более древним. Резкое различие (в 15—20 раз) в расстоянии до базиса эрозии у рек бассейнов Охотского и Японского морей привело к формированию долин с более крутыми продольными уклонами для рек бассейна Японского моря. Это способствовало перехвату последними верховьев рек западного склона Сихотэ-Алиня. Перехваты наблюдаются также в пределах бассейнов одних и тех же морей. Например, р. Таухе перехватила верховье р. Судзухе (бассейн Японского моря), р. Мадян (левый приток р. Бикин) — один из притоков р. Татибе (правый приток р. Иман). В обоих случаях базис эрозии у перехватывающей реки находится ближе, чем у перехватываемой.

В настоящее время интенсивно протекает как донная, так и боковая эрозия, но наибольший ущерб наносит последняя. Во время летне-осенних паводков и наводнений реки подмывают аккумулятивные террасы, уничтожая плодородные земли, дороги, мосты и другие сооружения. Временные водотоки приводят к образованию рытвин и оврагов. Наиболее сильно овраги развиваются вдоль уступов или склонов раннечетвертичных террас, где они в большинстве случаев являются первичными. В пределах плиоценовой террасы имеются как первичные (боковые), так и донные овраги, развивающиеся по днищам балок.

Речная и озерная аккумуляция в неогене интенсивно протекала в Западно-Приморской равнине и в межгорных впадинах. В четвертичное время, наряду с продолжавшимся накоплением аллювиальных и озерных отложений в Западно-Приморской равнине, интенсивная седиментация отмечена на морском побережье. Вынос реками значительного количества терригенного материала способствовал затоплению бухт и заливов аллювиально-озерными, аллювиально-морскими и морскими отложениями и формированию прибрежных террас.

http://jurassica.ru/

Морская абразия проявлялась в течение всего четвертичного периода. Наиболее существенно ее влияние на берега островов, полуостровов и мысов. Следствием абразии являются современные обрывы высотой до 500 *м* и подводная терраса шириной до 500 *м*. Общая ширина абразионной ступени (шельфа), сформировавшейся примерно с середины позднемеловой эпохи, достигает 40 *км*.

Позднечетвертичное оледенение в Приморье имело незначительное распространение. Лишь в северной части края на склонах наиболее высоких гор наблюдаются кары и связанные с ними небольшие морены. Снежники в карах и в настоящее время сохраняются в течение 10—11 месяцев в году. Сравнительно холодный климат в позднечетвертичную эпоху способствовал физическому выветриванию горных пород и образованию осыпей и курумов, покрывающих большую часть склонов гор высотой более 500—800 *м*. Тогда же формировались криогенные микроформы рельефа, следы которых местами обнаружены в ископаемом виде. В частности, В. В. Соловьев указывал на находки в верхнечетвертичных отложениях следов ледяных клиньев.

Эоловое перевевание песков, слагающих береговые валы, наблюдается на берегах моря и оз. Ханка. Здесь местами формируются дюны высотой до 3—5 *м* и длиной 200—300 *м*.

Карст имеет ограниченное развитие в связи с небольшой площадью, занятой известняками. В большинстве случаев карст относится к типу «покрытого». Лишь на гребнях водоразделов и утесов местами встречаются карры.

В пределах Ханкайского массива и Синегорской подзоны карст развит только на части площади распространения карбонатных пород протерозойского и кембрийского возраста, т. е. там, где залегают чистые известняки. В рельефе он выражен слабо. Лишь местами встречаются карстовые воронки, вытянутые цепочками по простиранию горизонтов известняков. Диаметр их 5—10 *м*, реже до 50 *м*, глубина до 5 *м*. Воронки частично или полностью заполнены глинами и суглинками. Карстовые пещеры обнаруживаются редко, поскольку входы в них, как и сами полости, занесены древнечетвертичными озерными или более молодыми делювиальными суглинками. В Лесозаводской подзоне при разведке Кабаргинского полиметаллического месторождения была вскрыта пещера объемом более 1000 $м^3$. В Спасской подзоне найдена пещера объемом до 5000 $м^3$. В Синегорской подзоне обнаружены древние карры, погребенные под элювиально-делювиальными четвертичными отложениями.

В Западно-Приморской, Южно-Приморской, Прибрежной зонах и в Главном антиклинории карст развит по верхнепалеозойским рифогенным известнякам, отличающимся химической чистотой. Аналогичные известняки триасового возраста имеются в Тетюхинском и Восточно-Кавалеровском районах. В этой части Приморья, помимо указанных выше карр, типичными формами карста являются пещеры. В районе пос. Тетюхе известна Николаевская пещера.

Южнее, близ залива Владимира, находится Мокрушинская многоярусная пещера. В верхнем ярусе длина пещеры 40 *м*, ширина до 25 *м*, высота до 10 *м*, объем около 10 000 $м^3$. Средний ярус состоит из нескольких камер, соединенных узкими переходами и имеет объем до 10 тыс. $м^3$. Нижний ярус изучен слабо. Особенно много пещер в бассейне р. Сучан. Близ г. Находка расположены пещеры Пржевальского и Географического общества; у ст. Боец Кузнецов, на хребте Чандалаз и в верховьях р. Малазы также известны пока слабо изученные карстовые пещеры. В долине р. Майхе есть пещеры на склонах гор Змеиной и Голубиной. В Хасанской подзоне при разведке Бамбуровского месторождения из-

http://jurassica.ru/

вестняков установлено, что степень их закарстованности составляет 36%.

Имеющиеся данные о глубине карста, органических остатках в травертинах, о соотношении с четвертичными отложениями и др. позволяют считать, что карст в Приморье формировался с конца позднего мела и продолжает развиваться в настоящее время (здесь не имеется в виду ископаемый карст, образовавшийся на различных этапах геологической истории).

Оползни образуются вдоль крутых склонов, сложенных водоупорными глинами, выше которых залегают водонасыщенные песчано-галечниковые отложения. Первыми обычно служат миоценовые отложения усть-давыдовской свиты, вторыми верхнемиоценовые или плиоценовые отложения усть-суйфунской и суйфунской свит. На участках, где последние перекрыты неогеновыми базальтами, обладающими большой водосборной площадью и хорошо фильтрующими подземные воды, оползневые склоны достигают значительных размеров (до 10 *км* в длину при высоте до 100 *м*). Наиболее широко оползни развиты по периферии Шуфанского, Шкотовского, Самаргинского и Зевинского базальтовых плато и по долинам рек, прорезающих базальты ниже их подошвы.

Полезные ископаемые экзогенного происхождения в Приморье подразделяются на две группы: связанные с корами выветривания и россыпные. Коры выветривания формировались в основном в олигоцене, раннем и среднем миоцене. В это время существовали широкие долины и обширные выровненные пространства и преобладал теплый и влажный климат. С корами выветривания связаны месторождения вермикулита, огнеупорных и тугоплавких глин, проявления никеля, многочисленные залежи дресвяников, применяемых в дорожном строительстве. Переотложенные коры выветривания представляют интерес для поисков месторождений огнеупорных глин, а в их нижних горизонтах возможны россыпные месторождения олова, золота и редких элементов.

Интенсивная эрозия в позднем миоцене и особенно в плиоцене привела к почти повсеместному уничтожению кор выветривания в горных районах и на значительной части Западно-Приморской равнины. Они сохранились в пределах останцов, на участках, бронированных базальтами или перекрытых рыхлыми неогеновыми отложениями. Второй отрезок времени, благоприятный для образования кор выветривания, приходится на раннечетвертичную и частично среднечетвертичную эпохи. Преимущественно с переотложенными корами выветривания этого возраста связаны многочисленные месторождения глин, пригодных для производства грубой керамики, керамзита и других строительных материалов. Размыв указанных кор выветривания начался в раннечетвертичное (елабужское) время и продолжается до сих пор.

Россыпные месторождения формировались в основном в результате размыва кор выветривания. При этом глинистые минералы уносились далеко от места размыва, а тяжелые накапливались недалеко от них. Наиболее благоприятные условия для образования россыпей были в конце миоцена, в начале плиоцена и среднечетвертичного времени и в позднечетвертичное. К соответствующим отложениям приурочены все известные россыпные месторождения золота и олова. Современные террасы обычно вложены или прислонены к позднечетвертичным. При образовании современного аллювия в большинстве случаев происходил размыв позднечетвертичных россыпей и разных полезных минералов на большие расстояния. Поэтому в современном аллювии промышленных концентраций этих минералов обычно нет.

https://jurassica.ru/

Для формирования россыпных месторождений кроме наличия источников сноса большое значение имела морфология речных долин. В узких долинах с крутыми уклонами восточного склона Сихотэ-Алиня россыпные месторождения встречаются редко. Долины западного склона отличаются большей шириной, меньшими уклонами, в них сосредоточено подавляющее большинство россыпей. Например, Лифудзинское месторождение прорезано долинами бассейна Японского моря, но россыпей в них нет. На западном склоне Сихотэ-Алиня обнажается лишь небольшая часть месторождения. Однако здесь, в долинах левых притоков р. Перевальная, были отработаны россыпи касситерита.

Нет сомнения, что в Приморье будут открыты новые россыпные месторождения золота, олова, редких металлов, а также месторождения других полезных ископаемых, связанных преимущественно с погребенными или переотложенными корами выветривания. Поиски этих месторождений могут быть облегчены дальнейшими геоморфологическими исследованиями.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЧАСТИ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Вдоль берегов Приморья узкой полосой простирается морская терраса, в пределах которой глубина моря достигает 10—30 *м*. У мысов, полуостровов и островов терраса абразионная шириной 100—500 *м*, с многочисленными останцами (кекурами, надводными и подводными камнями). В бухтах и заливах терраса аккумулятивная шириной 1—2 *км*, а на северных побережьях Амурского и Уссурийского заливов до 10 *км*.

Шельф (материковая отмель) имеет преобладающую ширину 20—25 *км* (см. рис. 8). Его бровка, расположенная на глубине 125—250 *м*, у юго-восточного берега Приморья проходит почти по прямой линии под азимутом около 35°. На широте 42° 40′ она принимает субширотное (90°) направление и у государственной границы СССР и КНДР подходит очень близко к берегу. Поэтому акватория залива Петра Великого расположена в пределах шельфа. Поверхность шельфа имеет очень слабый наклон от берега, составляющий в среднем 20—40′, а в заливе Петра Великого 7—10′. Рельеф его равнинный, слабо расчлененный, с пологими ложбинами, относительной глубиной до 60 *м*.

Материковый склон по морфологии подразделяется на две части: южную и северо-восточную, граница между которыми находится близ залива Владимира. Южная часть материкового склона представляет собой поверхность средней крутизной 9—15° и шириной 12—25 *км*. Бровка его расположена на глубине 125—250 *м*, а подножие на глубине 2600—3400 *м*. Склон рассечен глубокими подводными каньонами с крутыми (до 20° и более) бортами. Своими вершинами они поднимаются до края шельфа, благодаря чему его бровка имеет изрезанную в плане форму. На субширотном участке материкового склона каньоны расположены примерно через 5—10 *км* друг от друга и ориентированы вниз по склону. На участке континентального склона, имеющем северо-восточное простирание, каньоны расположены веерообразно и отличаются значительными размерами. Например, каньон проходящий параллельно берегу моря против устья р. Пфусунг, имеет длину около 60 *км* и глубину до 3000 *м*. Склоны этих каньонов расчленены бороздами второго порядка.

Северо-восточная часть материкового склона в подводном рельефе выражена менее четко. Ширина склона здесь 10—25 *км*, перепад глубин 1000—1400 *м*, средний уклон 3—6°. Каньоны в этой части склона менее глубокие и расположены на большем расстоянии друг от друга.

http://jurassica.ru/

Рельеф дна глубоководной части Японского моря близ берегов Приморья также подразделяется на южную и северную части. Южная ограничена на севере изобатами 3500—3600 *м*, имеющими на широте бухты Ольги субширотное направление. Описываемая часть дна представляет собой равнину, слегка приподнятую по краям. Максимальная глубина моря здесь 3696 *м*. Северная часть отделена от южной уступом, местами напоминающим континентальный склон. Перепад глубин в его пределах достигает 1800 *м*, ширина уступа 10—20 *км*, средний уклон 3—6°. Примерно на расстоянии 140 *км* от берега уступ рассечен крупными веерообразно расходящимися бороздами, западная борозда своей вершиной подходит к краю шельфа, а восточная выходит в наиболее глубокую часть подводной равнины. Последняя представляет собой очень широкую и полого наклонную ложбину с глубинами на севере около 1000 *м*, на юге до 2500 *м*. В ее пределах встречаются очень пологие возвышенности и понижения, напоминающие долины с относительными превышениями до 100 *м*.

Кроме описанных форм рельефа на морском дне имеются конусообразные возвышенности округлой или овальной в плане формы. Большинство из них расположено в пределах южной глубоководной части Японского моря вдоль континентального склона на расстоянии 10—75 *км* от подножия последнего. Часть возвышенностей приурочена к уступу, разделяющему дно моря на две части. Относительная высота возвышенностей достигает 2000 *м*, крутизна склонов 5—20°. Вблизи некоторых возвышенностей глубина моря уменьшается на 200—600 *м*, а рельеф его дна становится волнистым. Примером могут служить возвышенности, расположенные в 100 *км* к югу от о. Путятин.

О происхождении различных типов рельефа морского дна можно сделать предположения различной степени достоверности. Подводная морская терраса образовалась в результате абразии и одновременного заполнения морскими осадками затопленных речных долин. Геологическое строение шельфа по геофизическим данным не отличается от прилегающих участков материка. Его образование обусловлено, по-видимому, морской абразией и аккумуляцией. Не исключено, что временами шельф частично или полностью осушался, о чем свидетельствуют остатки древних береговых валов на глубинах 120—140 *м* и ложбины относительной глубиной до 60 *м*, которые рядом исследователей принимаются за затопленные речные долины.

Континентальный склон имеет тектоническое происхождение. По данным С. М. Зверева, Ю. В. Тулина и др. (1967 г.), в его пределах развит переходный тип земной коры от континентального к океаническому. Сверху залегает «слой» сравнительно рыхлых пород мощностью 1,5—2 *км* со скоростью сейсмических волн (v) 2 *км/сек*. Происхождение каньонов, рассекающих поверхность континентального склона, не установлено. Возможно, они являются разломами, выраженными в рельефе. Под южной глубоководной частью Японского моря расположена земная кора, близкая к океаническому типу. Граница Мохоровичича здесь четкая, нижележащий «слой» имеет скорость сейсмических волн 8,2 *км/сек*.

https://jurassica.ru/

Глава восьмая

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Сравнительно достоверные данные о геологическом развитии Приморья имеются начиная с карбона. Для более древних образований палеонтологическая характеристика недостаточна или отсутствует, поэтому излагаемые ниже представления о доверхнепалеозойской истории геологического развития являются в значительной мере предположительными. Также предположительны или дискуссионны многие соображения об истории формирования тектонических структур, эволюции магматических пород и образовании полезных ископаемых.

Протерозойская эра

В раннем протерозое в Приморье существовал геосинклинальный бассейн, возможно, соединявшийся с аналогичными бассейнами Северо-Восточного Китая и Кореи. Восточная граница этого бассейна не может быть установлена точно. Исходя из мощности земной коры в пределах Сихотэ-Алиня и суммарной мощности палеозойских и мезозойских отложений этого региона, можно предположить, что эта граница совпадает с гравитационной ступенью, проходящей вдоль центральной части Главного антиклинория (рис. 44, 45). К востоку, возможно, располагался бассейн океанического типа с весьма ограниченной седиментацией. В геосинклинальном бассейне вначале накапливались преимущественно карбонатные, а затем туфогенно-осадочные и вулканические отложения общей мощностью более 4000 *м*. Вероятно, одновременно внедрялись небольшие интрузии габброидов, генетически связанные с эффузивами преимущественно основного состава. Существует предположение, что в конце раннего протерозоя участок геосинклинального прогиба, расположенный на месте северной части Ханкайской зоны, испытал поднятие и размыв. С равным основанием можно предполагать, что осадконакопление в раннем и среднем протерозое на всей территории протекало непрерывно, в среднем протерозое в том же геосинклинальном бассейне сформировались вулканогенные и в меньшей мере терригенные толщи общей мощностью до 6000 *м*. Глубокое прогибание бассейна способствовало региональному метаморфизму ранее накопившихся толщ. Не исключено, что в это время в северной части Ханкайской зоны началось формирование анатектоидных гранитов и мигматитов.

В конце среднего протерозоя внутренняя часть прóгиба, примерно соответствующая Ханкайской зоне или отдельным ее частям, испытала поднятие и размыв. На это указывают: 1) наличие песчаников, реже гравелитов в составе спасской и насыровской свит, залегающих в основании верхнего протерозоя; 2) появление в его разрезе кислых эффузивов; 3) резкое уменьшение степени метаморфизма верхнепротерозойских отложений по сравнению со среднепротерозойскими. Вероят-

http://jurassica.ru/

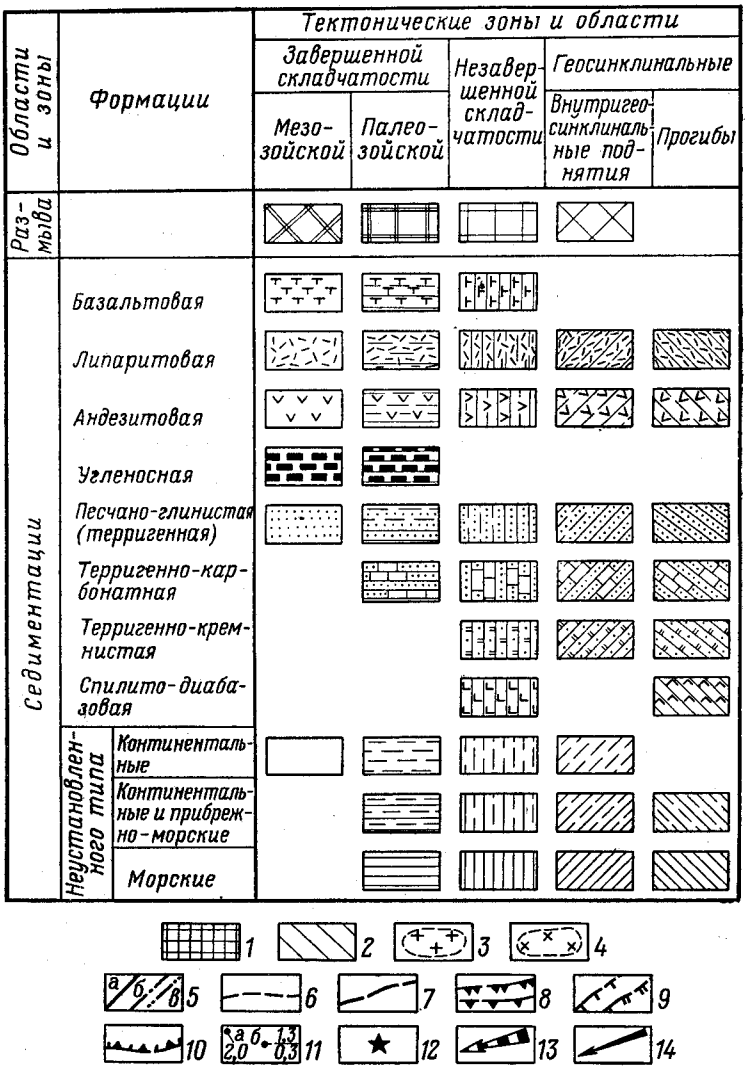


Рис. 44. Условные обозначения для тектоно-формационных схем, помещенных на рисунках 45—56

Типы формаций см. в таблице. Во всех областях сплошными линиями показаны морские формации, прерывистыми —континентальные, чередованием сплошных и прерывистых — смешанные континентальные и прибрежно-морские. Сложные по составу формации изображены на схемах комбинированными знаками. Условные знаки под таблицей: *1* — миоценовая поверхность выравнивания; *2* — предполагаемая океаническая область ограниченной седиментации; *3* — районы проявлений интрузий гранитоидов; *4* — то же, габброидов; *5* — структурные швы установленные (*а*), предполагаемые (*б*), прочие крупные разломы (*в*); предполагаемые границы: *6* — областей и зон размыва, *7* — геосинклиналей и предполагаемого бассейна океанического типа, *8* — трансгрессий, *9* — регрессий (время их проявления показано индексом); *10* — устойчивая граница морских бассейнов во время трансгрессий и регрессий на соседних участках; *11* — мощности отложений: *а* — суммарная, *б* — в числителе для верхнего члена разреза, в знаменателе для нижнего; *12* — центры вулканических извержений; направления трансгрессий; *13* — теплых и *14* — бореальных морей

https://jurassic.ru/

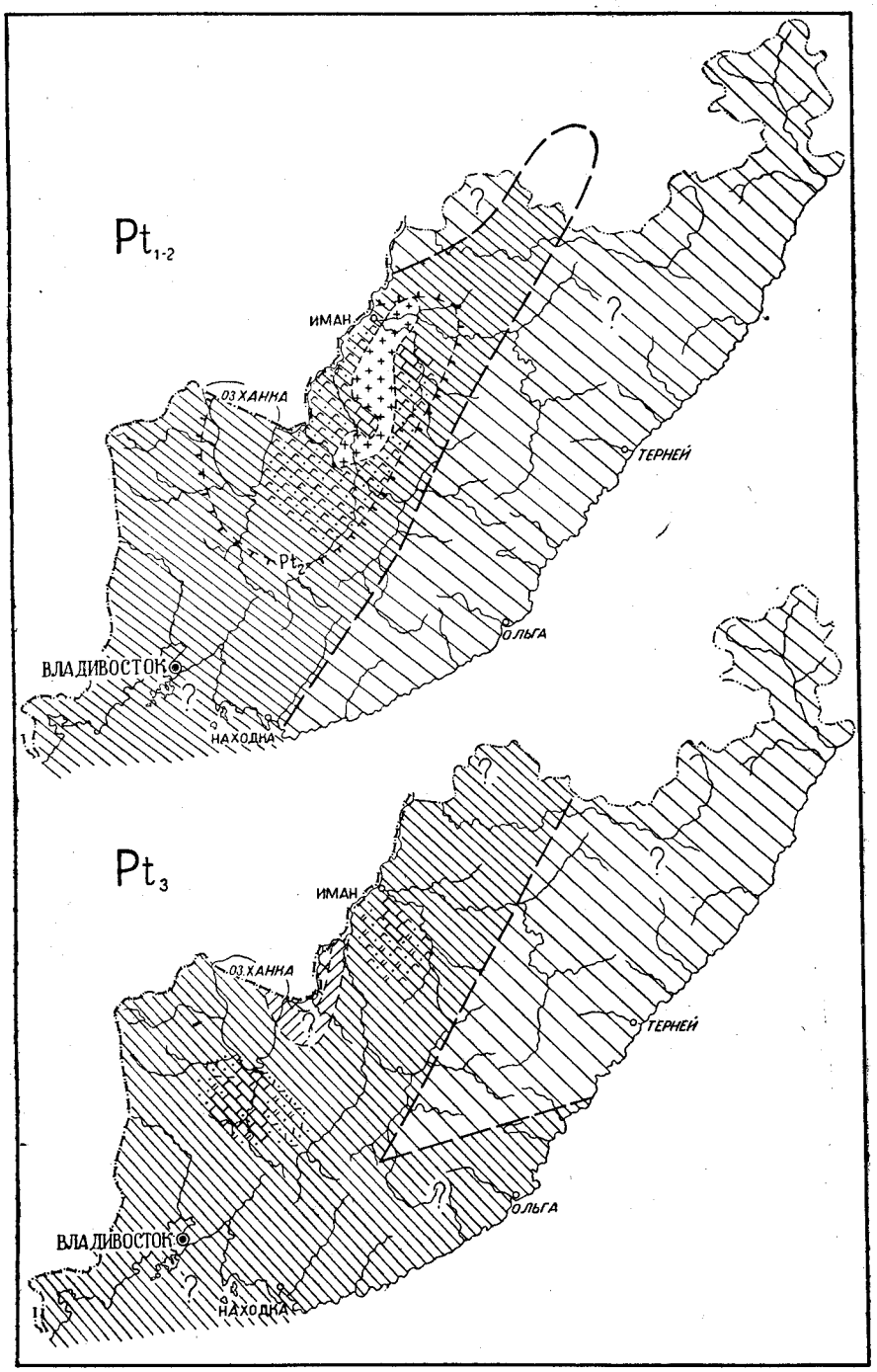


Рис. 45. Тектоно-формационные схемы раннего — среднего (Pt_{1-2}) и позднего протерозоя (Pt_3)

Условные обозначения см. на рис. 44

http://jurassic.ru/

но, во время поднятия произошло внедрение небольших интрузий гранитоидов (см. рис. 56).

В позднем протерозое на юге Приморья площадь геосинклинального бассейна, возможно, расширилась (см. рис. 45). Косвенным указанием этому служит гравитационная ступень субширотного простирания, проходящая через район пос. Кавалерово. К югу от этой ступени предполагается наличие нижнепалеозойских и верхнепротерозойских геосинклинальных отложений, залегающих под более молодыми породами. В геосинклинальных прогибах, существовавших на месте Ханкайской зоны, накапливались терригенные, карбонатные, туфогенные и кремнистые отложения общей мощностью в Лесозаводской подзоне около 5700 *м* и в Спасской до 6600 *м*. Между этими прогибами, вероятно, находилось внутригеосинклинальное поднятие, возникшее в конце среднего протерозоя и поставлявшее обломочный материал. Наличие в разрезе верхнего протерозоя Вознесенской подзоны водорослевых известняков указывает на мелководность моря и теплый климат. Присутствие грубообломочных пород в составе дальзаводской толщи и исчезновение из разреза верхнего протерозоя этой же подзоны лысогорской свиты свидетельствуют о регрессиях и внутриформационных размывах. В протерозойский этап развития в Лесозаводской подзоне, по-видимому, сформировались пегматиты с оловянно-редкометальной минерализацией и слюдоносные пегматиты.

Палеозойская эра

Кембрийский период. Единый структурный план верхнепротерозойских и нижнекембрийских отложений, близкий литологический состав пород и отсутствие конгломератов в основании нижнего кембрия дают основание предполагать непрерывную седиментацию в позднем протерозое и раннем кембрии. В рассматриваемую эпоху в Лесозаводской, Спасской и Синегорской подзонах, в геосинклинальных прогибах накапливались карбонатные, терригенные и кремнистые отложения общей мощностью в Спасской подзоне более 6000 *м* (рис. 46 и 56).

Водорослевые и археоциатовые известняки указывают на сохранение мелководности бассейна и теплого климата. В центральной части Ханкайской зоны, по-видимому, продолжало существовать поднятие, являвшееся местным источником сноса.

В начале среднекембрийской эпохи, судя по фауне, условия седиментации существенно не изменились. Приблизительно в середине рассматриваемой эпохи воздымание внутригеосинклинального поднятия, расположенного в центральной части Ханкайской зоны, проявилось более интенсивно и распространилось на большую площадь. Поэтому в районах, прилегающих к Спасской подзоне с запада и северо-запада, подвергалась размыву сначала дмитриевская, затем прохоровская свита и, возможно, подстилающие ее верхнепротерозойские отложения, поставлявшие обломочный материал меркушевской свиты. Уменьшение мощности конгломератов в последней и замещение их песчано-глинистыми отложениями в юго-восточном направлении подтверждают предположение о сносе материала из центральной части Ханкайской зоны. В Лесозаводской подзоне конгломераты, аналогичные меркушевским, не известны и здесь процесс седиментации, вероятно, протекал без существенных перерывов.

О позднекембрийской истории развития Приморья фактического материала нет. На основании находок ордовикской или силурийской флоры в средней и верхней частях тамгинской серии предполагается, что в Лесозаводской подзоне в позднем кембрии формировались тер-

http://jurassica.ru/

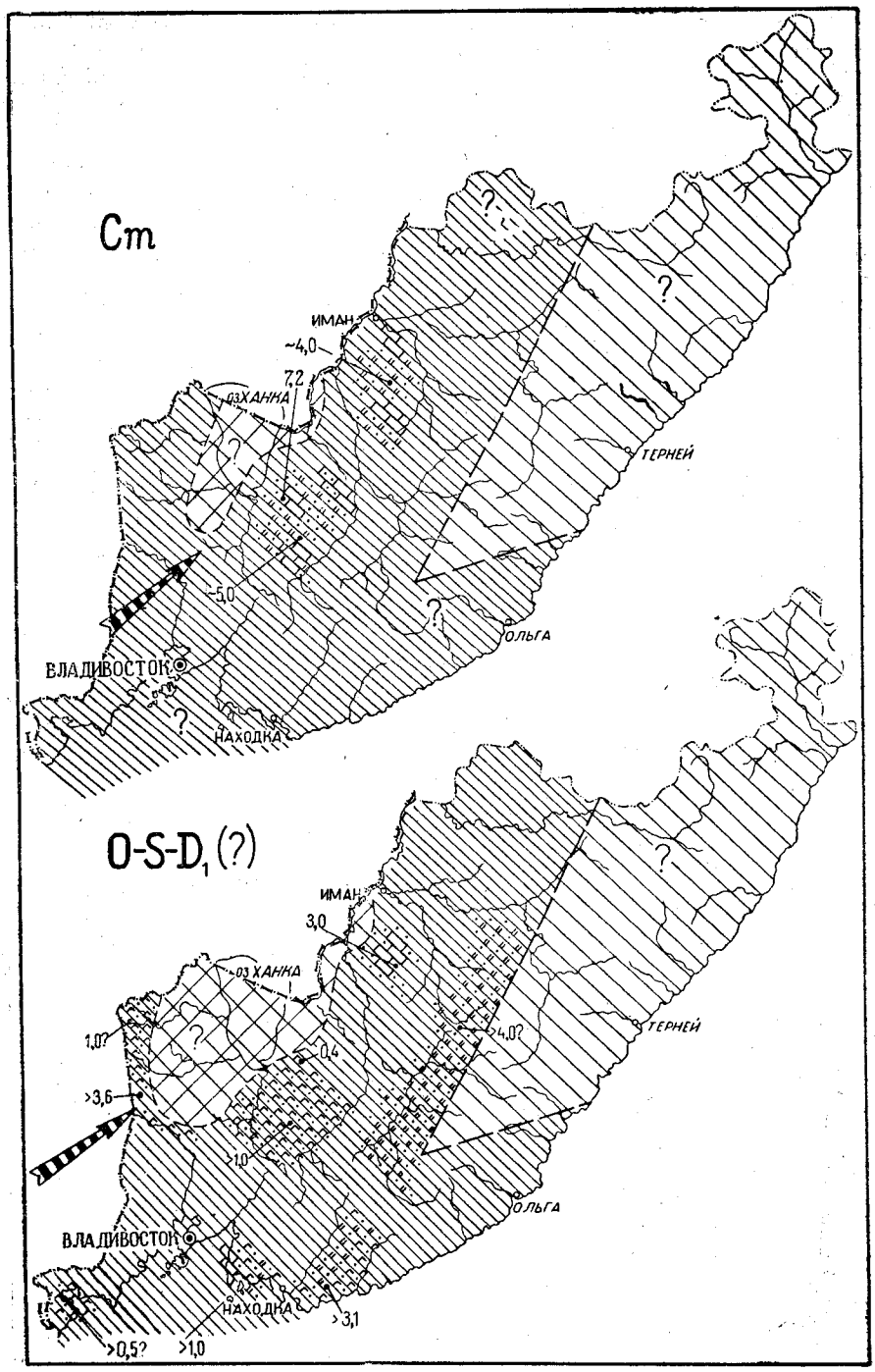


Рис. 46. Тектоно-формационные схемы кембрия (Cm), ордовика — раннего девона (O—S—D_1)

Условные обозначения см. на рис. 44

https://jurassic.ru/

ригенно-карбонатные отложения нижней части этой серии мощностью более 1600 *м*. По-видимому, осадконакопление не прерывалось и в других частях геосинклинального бассейна, кроме внутригеосинклинального поднятия, расположенного в центральной части Ханкайской зоны.

Ордовикский и силурийский периоды. О геологическом развитии Приморья в течение этих периодов данных мало из-за отсутствия надежной ордовикской фауны и редких находок силурийской фауны и флоры. По имеющимся материалам можно предположить, что кембрийский геосинклинальный бассейн в ордовике и силуре существенных изменений не претерпел (см. рис. 46). В рассматриваемые периоды накапливались отложения следующих групп формаций: в Лесозаводской подзоне — терригенно-карбонатной мощностью около 3000 *м* (средняя и верхняя части тамгинской серии); в Спасской — спилито-диабазовой мощностью более 400 *м*; в Гродековской — терригенной, терригенно-кремнистой и спилито-диабазовой мощностью более 3600 *м* (кордонкинская свита); в Краевской — терригенной и спилито-диабазовой мощностью около 1800 *м*; в Синегорской — терригенной и спилито-диабазовой мощностью более 1000 *м* (реттиховская свита); в зоне Главного антиклинория — терригенной и терригенно-кремнистой мощностью более 3000 *м* (тудовакская свита); в Сучано-Судзухинской подзоне — терригенно-кремнистой и спилито-диабазовой мощностью более 3100 *м* (вангоуская серия); в Дунайско-Сучанской подзоне — терригенно-кремнистой, спилито-диабазовой и карбонатной мощностью более 1000 *м* (путятинская свита); в Хасанской — спилито-диабазовой и карбонатной.

Возникшее ранее внутригеосинклинальное поднятие в центральной части Ханкайской зоны, вероятно, несколько расширилось. На это указывает отсутствие среднепалеозойских отложений в Вознесенской подзоне и в северной части Гродековской подзоны и перерыв между кембрием и вулканогенно-осадочной толщей, относимой в Спасской подзоне к силуру.

Девонский период. В раннем девоне, по-видимому, сохранились условия, сложившиеся к концу силура (см. рис. 46). Очевидно, в это время, соответствующее максимальному прогибанию геосинклинали, на значительных глубинах закончилось формирование анатектоидных гранитов, мигматитов и артеритов, начавшееся, вероятно, значительно раньше. А. Ф. Крамчанин, Е. П. Леликов, М. А. Мишкина и А. М. Смирнов относят образование указанных пород к докембрию.

В конце раннего или начале среднего девона в геологическом развитии Приморья начались существенные изменения. В это время Ханкайская, Даубихинская, Алчанская, Южно-Приморская зоны и, возможно, восточная часть Ханкайской начали воздыматься и размываться (рис. 47). Одновременно усилился интрузивный магматизм. В ходе поднятия завершился процесс гранитизации — формирование порфиробластических гранитов, фельдшпатизация и пр. Однако названные выше геологи считают, что этот процесс также протекал в докембрии (см. главу V). Воздымание происходило неравномерно. Наиболее типичными были локальные поднятия, в ходе роста которых сформировались структуры «гнейсовых» куполов. Вслед за гранитизацией, а возможно, и одновременно с ней шло внедрение многочисленных интрузий. Вначале образовались сравнительно небольшие (площадью 1—50 *км*^{2}) интрузии габброидов, диоритов и их гибридных разновидностей. Лишь в Сучано-Судзухинской подзоне габброиды заняли площадь около 1500 *км*^{2}. В следующую фазу сформировались гранитные батолиты. Наиболее крупные из них внедрились в Ханкайской зоне, меньших размеров — в Дунайско-Сучанской и Сучано-Судзухинской подзонах,

http://rasmi.ru/

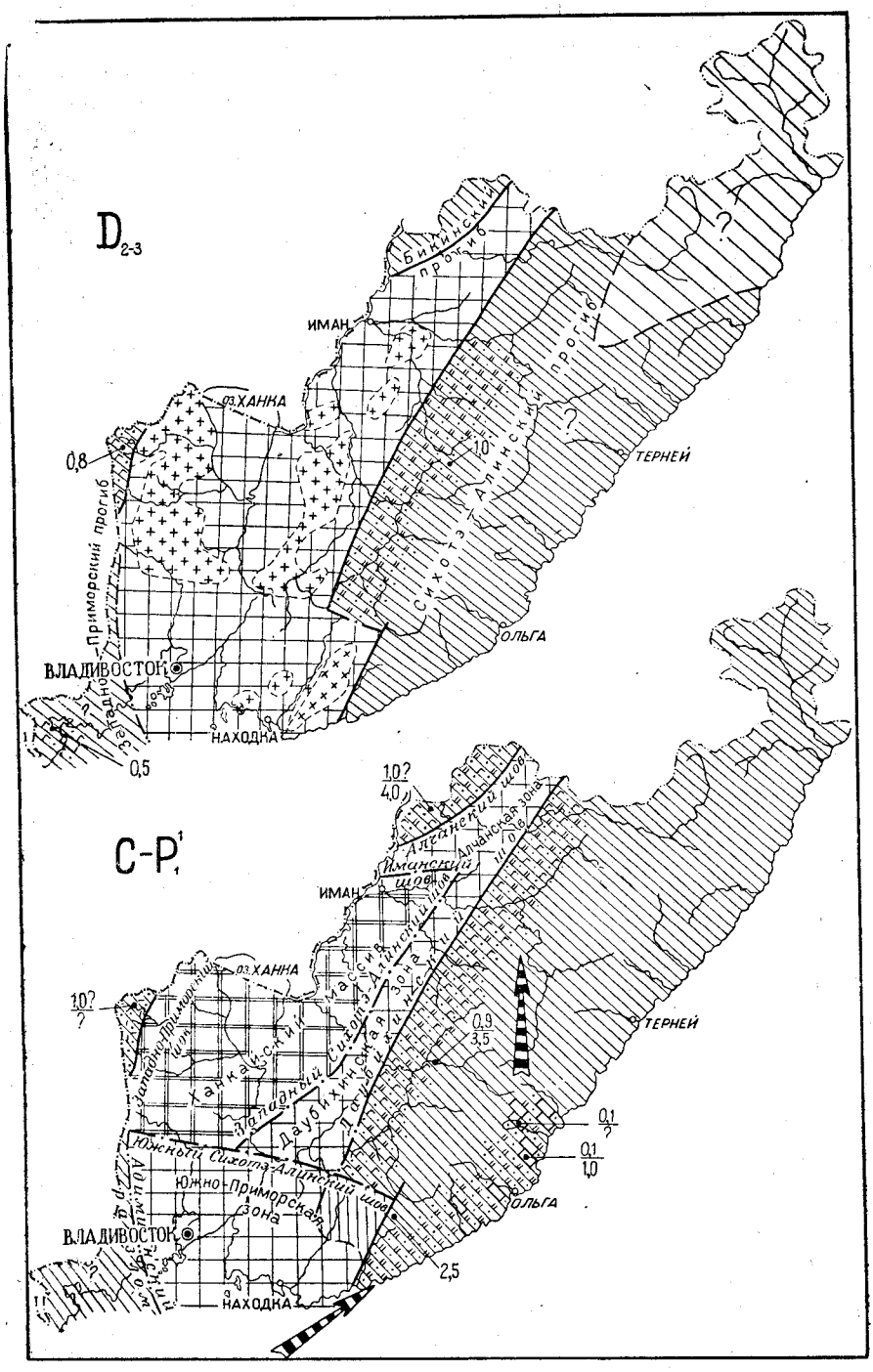


Рис. 47. Тектоно-формационные схемы среднего — позднего девона (D_{2-3}) и карбона — начала ранней перми ($C—P_1^1$)

Условные обозначения см. на рис. 44

https://jurassic.ru/

в Даубихинской и, возможно, в Алчанской зонах. Каждый из батолитов представлял собой воздымающийся участок. Таким образом, вся область поднятия состояла из системы батолитовых или «гнейсовых» куполов, разделенных прогибами. В пределах последних под влиянием возникших тангенциальных усилий формировались сравнительно простые складки, в которые были смяты верхнепротерозойские, кембрийские и ордовик-силурийские отложения. По-видимому, в эту стадию развития внедрились небольшие интрузии гранитоидов третьей фазы, имеющие обычно соскладчатый характер.

В результате интенсивной гранитизации пород и внедрения многочисленных интрузий указанные зоны приобрели жесткость и в дальнейшем в их пределах геосинклинальные прогибы не возникали. Однако время завершения среднепалеозойской складчатости не установлено. Не исключено, что этот процесс продолжался в начале каменноугольного периода. Возможна также неодновременность магматических процессов в разных участках рассматриваемой области в интервале времени от силура до начала карбона.

В девонском периоде образовались Западно-Приморский, Алчанский, Даубихинский структурные швы, восточная часть Южного Сихотэ-Алинского и южная часть Центрального Сихотэ-Алинского швов и, вероятно, Адиминский разлом, являющийся продолжением на юг Западно-Приморского шва (см. рис. 47). Указанные швы отделили область поднятия от окружающих ее геосинклинальных прогибов: с запада — Западно-Приморского, с северо-запада — Бикинского и с востока — Сихотэ-Алинского. В этих прогибах продолжалось накопление морских терригенно-кремнистых и туфогенно-осадочных отложений, местами с известняками и спилитами. По-видимому, в девоне Сихотэ-Алинский геосинклинальный бассейн охватил всю восточную территорию Приморья и лишь на северо-востоке края, возможно, сохранялся участок с ограниченной седиментацией.

Со среднепалеозойским тектоно-магматическим этапом развития связан разнообразный комплекс полезных ископаемых. Среди них основное значение имеют месторождения Вознесенского рудного района. В Спасском районе расположено крупное Дмитриевское тальк-магнезитовое месторождение, известны проявления никеля, асбеста, золота и других ископаемых. В Лесозаводском районе, Южно-Приморской и Даубихинской зонах имеются проявления цветных и редких металлов и некоторых видов строительных материалов.

Каменноугольный период. В конце девона или начале карбона завершился процесс формирования интрузий в пределах упомянутой выше области размыва. Наибольшей гранитизации и метаморфизму подверглись центральная и северо-западная части этой области, в результате чего они превратились в относительно жесткую структуру или срединный массив, получивший название Ханкайского (см. рис. 47). В ходе дальнейшего неравномерного поднятия, вероятно, образовались разломы, развившиеся в дальнейшем в Западный Сихотэ-Алинский, Южный Сихотэ-Алинский и Иманский структурные швы. Таким образом, указанными швами область поднятия была разделена на Ханкайский массив, Алчанскую, Даубихинскую и Южно-Приморскую структурно-фациальные зоны. При этом последняя представляла собой единое целое с расположенной к западу северной частью Хасанской подзоны.

В геосинклинальных прогибах в каменноугольном периоде продолжалось накопление морских отложений, относящихся в основном к терригенно-кремнистой и спилито-диабазовой формациям. Общая мощность их в Бикинском прогибе достигла 4000 *м*, а в западной части

http://jurassica.ru/

Сихотэ-Алинского прогиба, по-видимому, более 3500 *м*. В его восточной части, расположенной на современном морском побережье, формировались рифогенные известняки мощностью до 1000 *м* и, очевидно, терригенно-кремнистые толщи.

Пермский период. Описываемый период отличается большим разнообразием тектонических движений, условий седиментации и магматизма и для оформления геологических структур Приморья имел большое значение.

Раннепермская эпоха разделяется на два этапа развития, соответствующие двум подотделам нижней перми. Второй этап в свою очередь состоит из двух отрезков времени, отвечающих дунайскому и поспеловскому горизонтам.

В ранний этап, по-видимому, сохранились условия, сложившиеся в конце карбона (см. рис. 47). В Бикинском и Западно-Приморском прогибах в это время накапливались терригенно-кремнистая и спилито-диабазовая формации мощностью до 1000 *м*, а в западной части Сихотэ-Алинского прогиба преимущественно терригенные отложения удековской свиты мощностью около 900 *м*. В восточной части Сихотэ-Алинского прогиба местами уменьшилась скорость прогибания его дна, на что указывает незначительная (50—100 *м*) мощность рифогенных известняков.

В течение дунайского времени усилились дифференциальные движения по Иманскому, Западному Сихотэ-Алинскому и Южному Сихотэ-Алинскому швам. Ханкайский массив продолжал оставаться областью сноса, а в Даубихинской, Южно-Приморской и, вероятно, Алчанской зонах в континентальных условиях накапливались вулканогенно-осадочные отложения, относящиеся в основном к андезитовой формации (рис. 48). Мощность их достигла в Даубихинской зоне 4000 *м*. Возможно, в это же время образовался Сучанский разлом, отделивший восточную часть Южно-Приморской зоны, которая продолжала подвергаться размыву, а в дальнейшем развивалась как антиклинальная структура, получившая название Сучано-Судзухинского антиклинория.

В западной части Сихотэ-Алинского геосинклинального прогиба в дунайском времени резко усилилось накопление вулканогенного материала, вновь начали отлагаться кремнистые породы, а общая мощность осадков достигла 3000 *м*. В восточной части этого же прогиба скорость седиментации рифогенных известняков оставалась незначительной. В Западно-Приморском и Бикинском прогибах тектонический режим и условия осадконакопления существенно не изменились.

К началу поспеловского времени вулканическая деятельность значительно ослабла. В пределах Даубихинской, Алчанской и Южно-Приморской зон в континентальных, а на юге временами в прибрежно-морских условиях накапливались песчано-глинистые отложения (см. рис. 48). Ханкайский массив и Сучано-Судзухинский антиклинорий подвергались размыву.

Уменьшилось поступление вулканических продуктов в западную часть Сихотэ-Алинского прогиба, где отлагались преимущественно песчано-глинистые отложения, иногда с кремнями, спилитами и порфиритами общей мощностью до 3000 *м*. Близкие по составу толщи мощностью до 1000 *м* формировались в Западно-Приморском и Бикинском прогибах. В восточной части Сихотэ-Алинской геосинклинали рифогенные известняки накапливались по-прежнему очень медленно, хотя во внерифовых участках мощность геосинклинальных отложений терригенно-кремнистой и спилито-диабазовой формаций достигла многих сотен метров.

http://jurassica.ru/

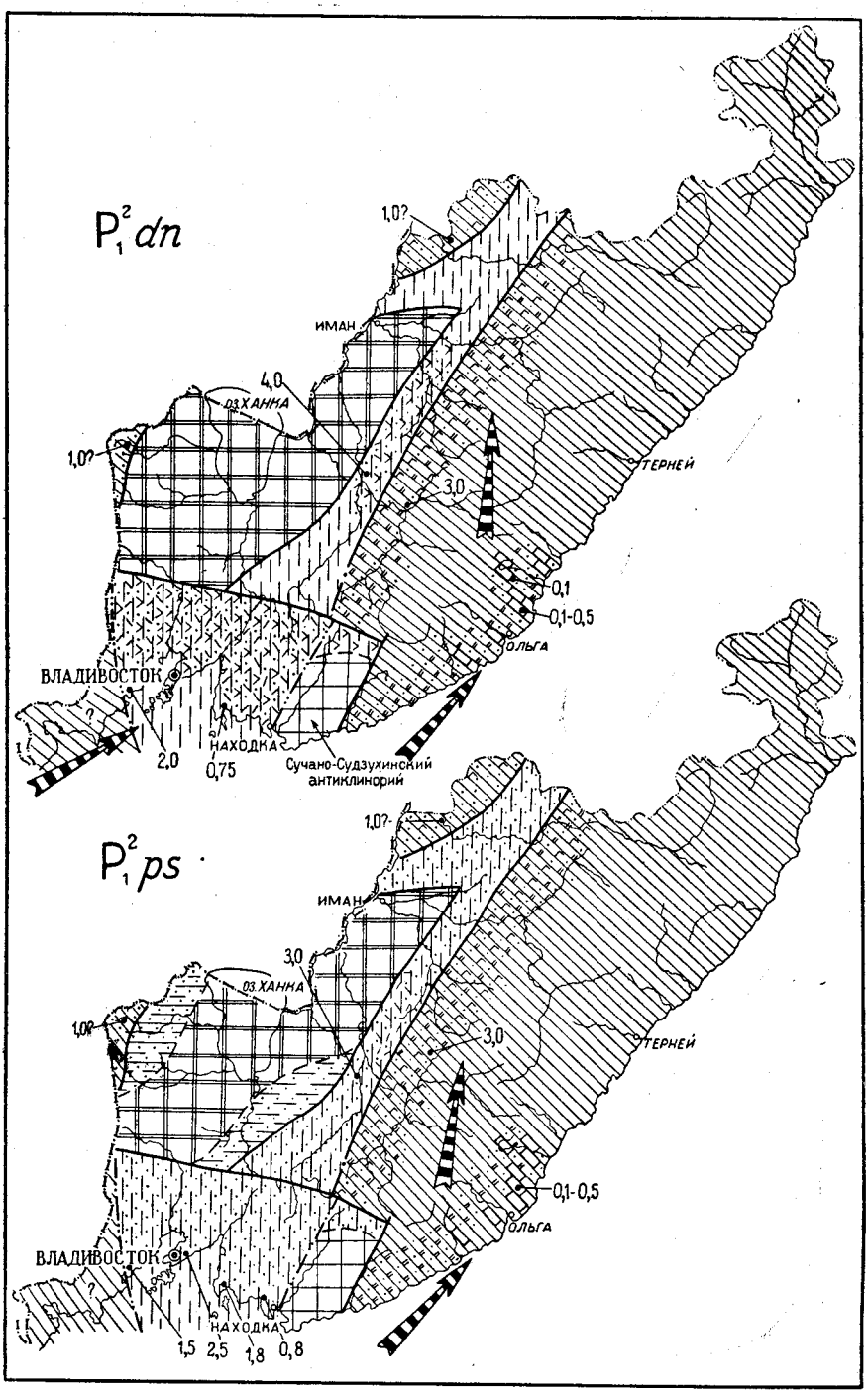


Рис. 48. Тектоно-формационные схемы ранней перми — дунайского ($P_1^2 dn$) и поспеловского ($P_1^2 ps$) времени

Условные обозначения см. на рис. 44

https://jurassic.ru/

Позднепермская эпоха, как и раннепермская, разделяется на два этапа, отвечающие подотделам. Ранний этап делится на два отрезка времени, соответствующие владивостокскому и чандалазскому горизонтам.

Владивостокское время знаменует собой существенное изменение тектонического режима и магматических процессов. В это время восточная и западная части Сихотэ-Алинского геосинклинального прогиба испытали поднятие и превратились в область сноса. Одновременно образовались Центральный Сихотэ-Алинский и Прибрежный швы, отделившие воздымающиеся структуры от внутренней части геосинклинального прогиба (рис. 49). Поднятие, сформировавшееся в западной части геосинклинали и развивавшееся в дальнейшем как геоантиклинальная зона, получило название Главного антиклинория. Соответственно восточное поднятие называется Прибрежным антиклинорием.

Даубихинская зона, восточная часть Алчанской, северная и западная части Южно-Приморской зон, южная и западная части Ханкайского массива в описываемое время испытывали медленное погружение. Таким образом, уже тогда Даубихинская зона стала прогибом, расположенным между воздымающимися блоками Ханкайского массива и Главного антиклинория. Аналогичный характер имели северная и западная части Южно-Приморской зоны, где в дальнейшем сформировались Суйфунская, Супутинская и Сучано-Даданьшаньская впадины. Начавшееся прогибание западной части Ханкайского массива продолжалось и позже.

Многочисленные разломы, рассекавшие территорию Приморья, способствовали вулканическим извержениям. В перечисленных выше впадинах накапливались мощные (до 2500 *м*) толщи эффузивных и эффузивно-осадочных пород среднего, а затем преимущественно кислого состава. В конце рассматриваемого времени сравнительно небольшие интрузии гранитоидов внедрялись в юго-западной части Южно-Приморской зоны, в северо-восточной части Ханкайского массива и, вероятно, в северной части Главного антиклинория. Указанные интрузии были приурочены к зонам разломов — Сучанскому, Западному и Центральному Сихотэ-Алинскому. Одновременно большая часть территории Приморья испытала поднятие и превратилась в область размыва.

В геосинклинальных прогибах седиментация продолжалась непрерывно. В Бикинском прогибе накапливались преимущественно терригенные отложения мощностью до 1000 *м*, в северной части Западно-Приморского прогиба осадочные отложения, в северо-восточной части Сихотэ-Алинского прогиба, по-видимому, терригенно-кремнистые и терригенно-карбонатные.

Чандалазское время отличается общим опусканием всей территории Приморья (см. рис. 49). Размыву подвергалась в это время центральная часть Ханкайского массива, северная часть Главного антиклинория и небольшие площади на юго-востоке Южно-Приморской зоны и Прибрежного антиклинория. Алчанская, Даубихинская, почти вся Южно-Приморская зона и значительная часть Главного антиклинория испытывали прогибание и в начале описываемого времени были затоплены мелководным морским бассейном. В нем формировался очень пестрый по составу комплекс терригенных, туфогенно-осадочных, вулканогенных и рифогенных отложений общей мощностью до 1300 *м*. Местами море отступало и в озерно-болотных условиях отлагались преимущественно терригенные слабо угленосные осадки.

Прибрежный антиклинорий также почти полностью был затоплен морскими водами. Здесь накапливались преимущественно терригенные осадки с линзами и горизонтами кремней, реже известняков. Близкие по составу отложения образовались в Бикинском прогибе, в северной

https://jurassica.ru/

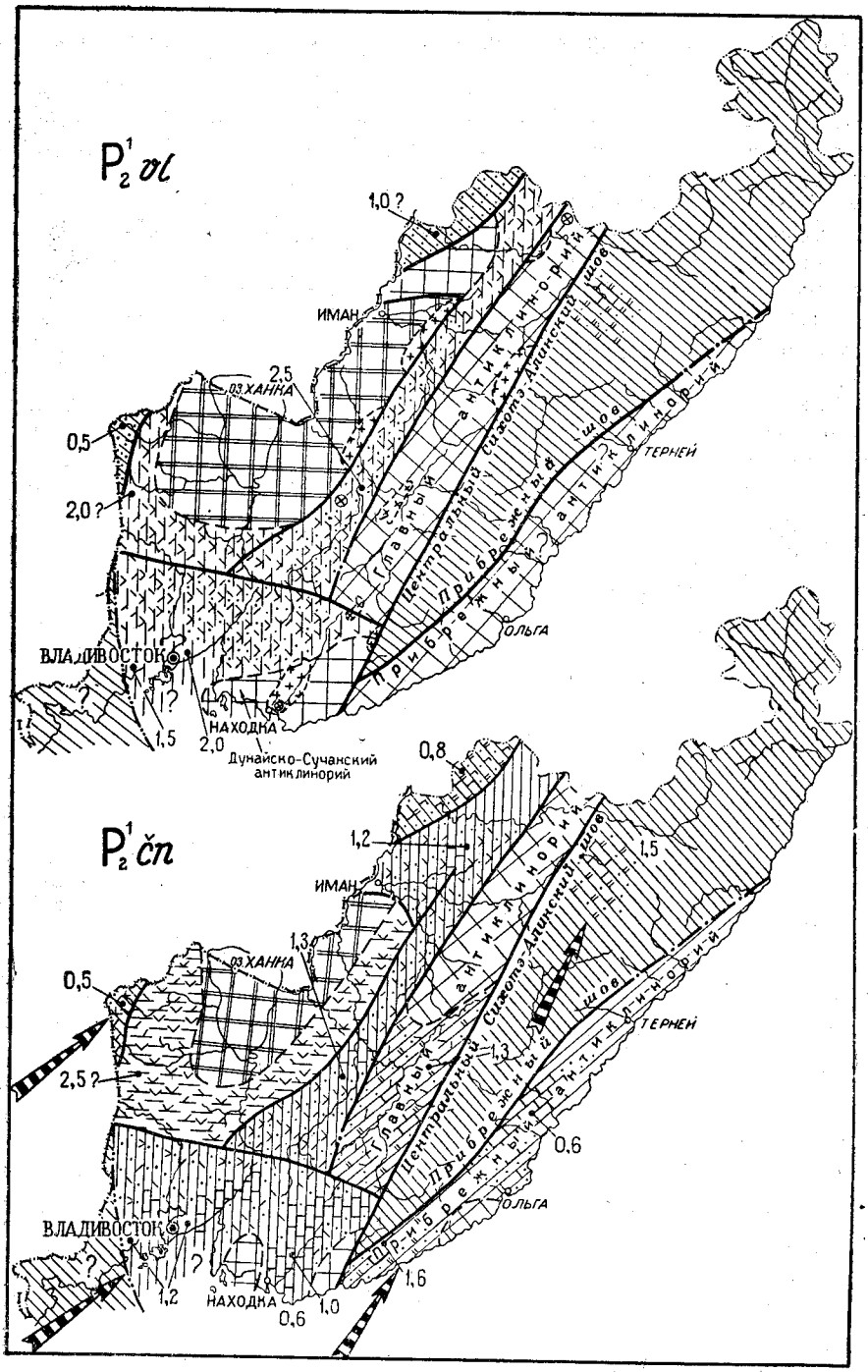


Рис. 49. Тектоно-формационные схемы поздней перми — владивостокского ($P_2^1 vl$) и чандалазского ($P_2^1 čn$) времени

Условные обозначения см. на рис. 44

https://jurassic.ru/

части Западно-Приморского прогиба и в северо-западной части Сихотэ-Алинской геосинклинали.

Интенсивный вулканизм сопровождался дифференциальными движениями отдельных блоков, по-видимому, образованием тектоно-вулканических впадин и деформацией пород чандалазского горизонта и более древних пород.

В конце чандалазского — начале людянзинского времени вдоль Западного и Южного Сихотэ-Алинских швов, в южной части Ханкайского массива, в юго-западной части Южно-Приморской зоны и в пределах Бикинского прогиба внедрились гранитоидные интрузии (рис. 50). Одновременно почти вся территория Приморья испытала поднятие и начала размываться. Седиментация, вероятно, продолжалась лишь в Сихотэ-Алинской геосинклинали и в Западно-Приморском прогибе.

Неоднократное внедрение гранитоидных интрузий в Южно-Приморской, Даубихинской, Алчанской зонах и в Ханкайском массиве привело к их дальнейшей консолидации. Внедрение интрузий в Бикинском прогибе и последующая его инверсия положили начало длительному размыву этой территории.

Второй этап позднепермского развития унаследовал условия общей регрессии. В результате длительной денудации была размыта кровля многих интрузий, внедрявшихся в конце чандалазского — начале людянзинского времени.

В конце поздней перми, т. е. в людянзинское время, возобновились прогибания Даубихинской и восточной части Алчанской зоны. Южно-Приморская зона была расколота разломом северо-восточного простирания, к востоку от которого развивалась Сучано-Даданьшаньская впадина. В юго-восточной части Главного антиклинория произошло прогибание Сандагоу-Окраинской впадины (см. рис. 50). Перечисленные впадины были затоплены мелководными морскими заливами и проливами, в которых накапливалась сравнительно маломощная (300—700 *м*) толща аркозовых песчаников, алевролитов и водорослево-мшанковых известняков. Дунайско-Сучанский антиклинорий опускался медленнее и, вероятно, лишь по отдельным его блокам мощность отложений составляет 50—500 *м*.

Одновременно возобновилось и усилилось прогибание западной окраины Ханкайского массива и района, прилегающего к Адиминскому разлому. Здесь формировалась мощная (до 3000 *м*) толща прибрежно-морских и континентальных терригенных и туфогенно-осадочных пород. Вероятно, в это время продолжалась седиментация близких по составу отложений в Западно-Приморском геосинклинальном прогибе, хотя палеонтологических доказательств этому нет.

В Сихотэ-Алинском прогибе в позднепермскую эпоху седиментация продолжалась, по-видимому, без перерывов. В его южной части, представлявшей узкий пролив, накапливались терригенные отложения, близкие к терригенным отложениям смежной Сандагоу-Окраинской впадины. На северо-западе преобладали терригенно-кремнистые отложения с известняками. Однако морской бассейн здесь был неглубоким, на что указывает характер терригенной части разреза и наличие местных перерывов.

Большая часть Ханкайского массива, Главного, Прибрежного, Сучано-Судзухинского и Дунайско-Сучанского антиклинориев, а также западные части Южно-Приморской и Алчанской зон в людянзинское время подвергались денудации.

В конце поздней перми или в начале триаса произошла инверсия Западно-Приморской геосинклинали. Здесь внедрились многочисленные интрузии гранитоидов, особенно крупные в ее южной части и более мел-

http://jurassica.ru/

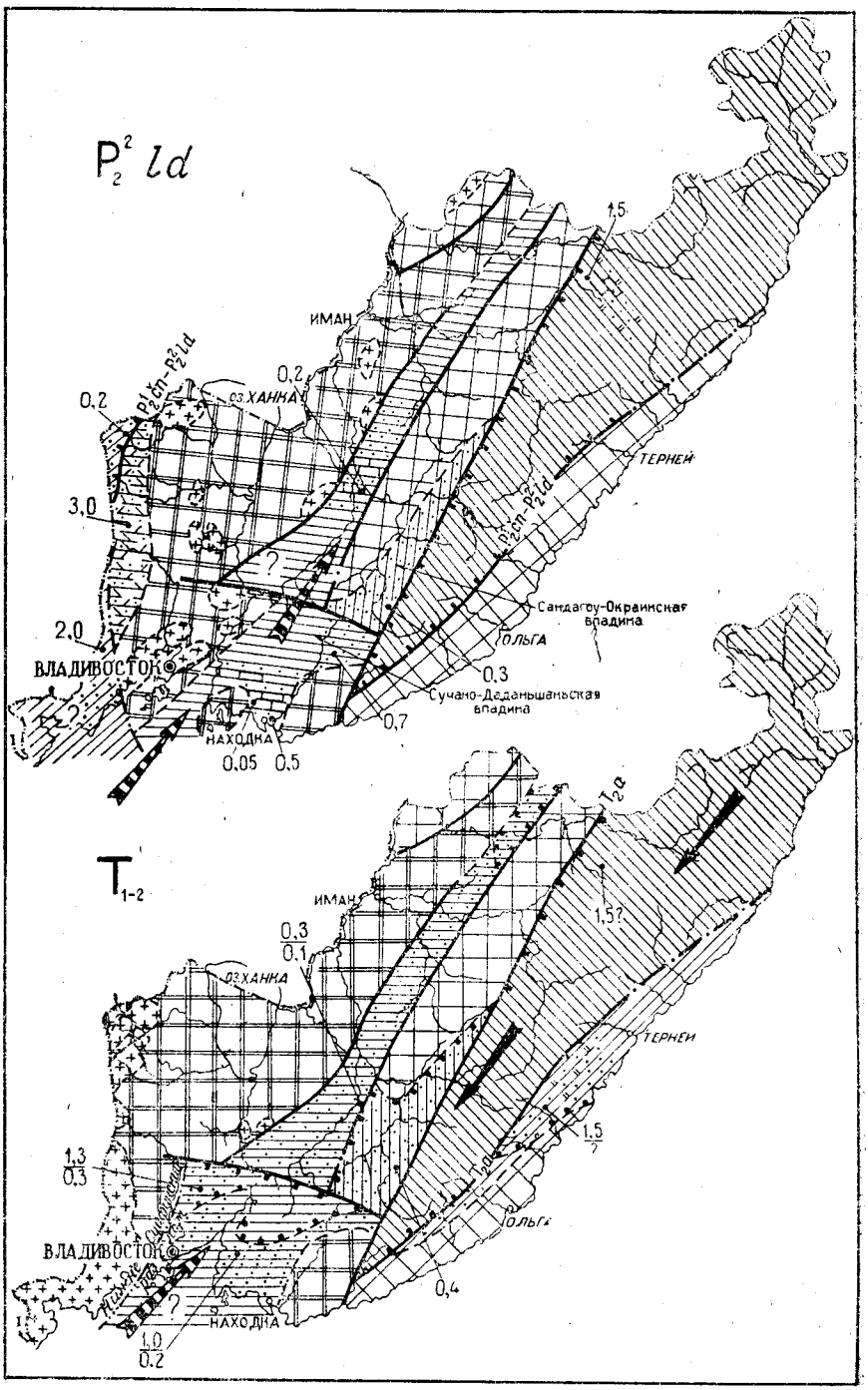


Рис. 50. Тектоно-формационные схемы конца поздней перми — людянзинского времени ($P_2^2 ld$) и раннего — среднего триаса (T_{1-2})

Условные обозначения см. на рис. 44

https://jurassic.ru/

кие на севере, а также в краевых частях Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны (см. рис. 50). Длительное прогибание сменилось поднятием и геосинклинальное море навсегда покинуло эту территорию. На месте геосинклинального прогиба возникла складчатая зона, соединившая Ханкайский массив и Южно-Приморскую зону с расположенными на территории Китая палеозойскими складчатыми системами. На территории Приморья сохранился лишь один Сихотэ-Алинский геосинклинальный прогиб.

В течение палеозойской эры морские бассейны, существовавшие на территории Приморья, имели связь с морями южной зоогеографической провинции: Монголии, Индии, Индонезии, Китая, Кореи, Японии и других регионов (см. рис. 46—50). Верхнепалеозойские отложения Приморья по фациально-литологическим признакам имеют очень много общего с аналогичными толщами Японии, северных районов Кореи и северо-восточного Китая.

С позднепалеозойским тектоно-магматическим этапом развития связаны проявления меди, вольфрама и редких металлов в Гродековской подзоне Ханкайского массива; проявления полиметаллов, олова, молибдена, редких металлов и железорудные скарны в южной и восточной частях Ханкайского массива и в Синегорской подзоне. С интрузиями основного состава зон Главного антиклинория и Прибрежной связаны проявления никеля, кобальта и асбеста.

Мезозойская эра

Триасовый период. В раннем триасе сохранялся тектонический режим и условия седиментации, сложившиеся к концу поздней перми (см. рис. 50). Восточная часть Алчанской и Даубихинская зона, Сандагоу-Окраинская и Сучано-Даданьшаньская впадины продолжали медленное прогибание, охватившее также смежные с запада районы и части Дунайско-Сучанского антиклинория. Интенсивное поднятие прилегающей с запада территории, вероятно, способствовало образованию Нижне-Суйфунского разлома.

Перечисленные впадины и прилегающие к ним участки, вовлеченные в медленное опускание, были затоплены мелководным морским бассейном, в котором накапливались маломощные (от 30 до 270 *м*) терригенные осадки. В южной части геосинклинального прогиба также преобладали терригенные отложения. В его северо-западной части наряду с песчано-глинистыми осадками существенную роль играли кремнистые. Прогибание, возможно, охватило также и северную часть Прибрежного антиклинория, где начали отлагаться песчано-глинистые отложения. Остальная территория Приморья подвергалась размыву.

В среднетриасовой эпохе прогибание продолжалось в тех же районах, но с большей интенсивностью. Соответственно в 3—4 раза возросла мощность среднетриасовых отложений, хотя характер осадков существенно не изменился. В конце анизийского века произошла регрессия, во время которой море покинуло антиклинальные структуры, Даубихинскую и Алчанскую впадины и значительно сократило свою площадь в Супутинской и Сучано-Даданьшаньской впадинах. В начале ладинского века в результате трансгрессии морской бассейн на юге Приморья принял примерно прежние границы, но в Даубихинскую впадину, по-видимому, не проник.

В среднем триасе усилилось прогибание северной части Прибрежного антиклинория, где накапливались терригенно-кремнистые отложения мощностью до 1500 *м*. В геосинклинальном прогибе условия седи-

https://jurassic.ru/

ментации, по всей вероятности, не изменились. На остальной территории продолжалась денудация.

Позднетриасовая эпоха ознаменовалась началом прогибания Суйфунской впадины, образовавшейся к западу от Нижне-Суйфунского разлома и к югу от Южного Сихотэ-Алинского шва. Одновременно продолжалось воздымание участка, расположенного южнее и получившего название Хасанского антиклинория. К востоку от Нижне-Суйфунского разлома продолжала развиваться Супутинская впадина, а юго-восточнее последней возникло поднятие Муравьевского антиклинория (рис. 51). В это же время возобновилось погружение Даубихинской и Алчанской впадин, расширилась зона опускания в пределах Главного и Прибрежного антиклинория, продолжалось прогибание Супутинской и Сучано-Даданьшаньской впадин.

В начале карнийского века произошла самая крупная трансгрессия за всю послепермскую историю развития Приморья. Мелководный морской бассейн затопил все перечисленные выше впадины и проник даже на северную часть Ханкайского массива. Не затопленными в это время остались почти весь Ханкайский массив и прилегающие к нему районы — Хасанский, Муравьевский, Дунайско-Сучанский, Сучано-Судзухинский антиклинории, северная часть Главного и южная часть Прибрежного антиклинориев и Бикинская зона.

В Суйфунской и других впадинах накапливалась однообразная толща преимущественно кварцевых песчаников мощностью до 700 *м*. В дальнейшем на месте морских заливов образовались затопленные равнины, в которых отлагались пресноводные песчано-глинистые и угленосные отложения мощностью до 760 *м*. Последние характерны для Суйфунской и Супутинской впадин. Мелководные морские бассейны сохранились в Сандагоу-Окраинской и Алчанской впадинах.

В конце карнийского века произошла трансгрессия немного меньше предыдущей, поскольку в Суйфунской впадине продолжалось накопление угленосных отложений. Максимальной мощности (520 *м*) морские осадки, накопившиеся в результате трансгрессии, достигли в Супутинской впадине.

В начале норийского века море отступило из Супутинской впадины и сократилось до размеров Сучано-Даданьшаньской, Даубихинской и Алчанской впадин. В южных частях Суйфунской и Супутинской впадин накапливались угленосные отложения мощностью до 500 *м*. На остальных участках, вышедших из-под уровня моря, формировались континентальные песчано-глинистые породы. В сохранявшихся морских заливах также отлагались терригенные толщи мощностью до 600 *м*. Последняя кратковременная трансгрессия норийского времени захватила Супутинскую, Сучано-Даданьшаньскую, Даубихинскую и Алчанскую впадины, в результате чего в указанных впадинах накопились терригенные отложения мощностью до 300 *м*. В конце норийского века море отступило из впадин Южного Приморья, затем Даубихинская и Алчанская впадины, а в конце триаса вся область палеозойской складчатости размывалась.

В составе верхнетриасовых отложений указанной области преобладают кластические продукты разрушения прилегающих зон размыва (Ханкайского массива, Хасанского, Муравьевского, Дунайско-Сучанского, Сучано-Судзухинского, Главного и Прибрежного антиклинориев и Бикинской зоны). В большинстве случаев это песчаники, алевролиты и аргиллиты, реже гравелиты и конгломераты. Из органогенных отложений значительную роль играют угли, встречаются ракушники. Вулканический материал в виде пепловых туфов и туффитов наблюдается вблизи Южного Сихотэ-Алинского шва.

http://jurassica.ru/

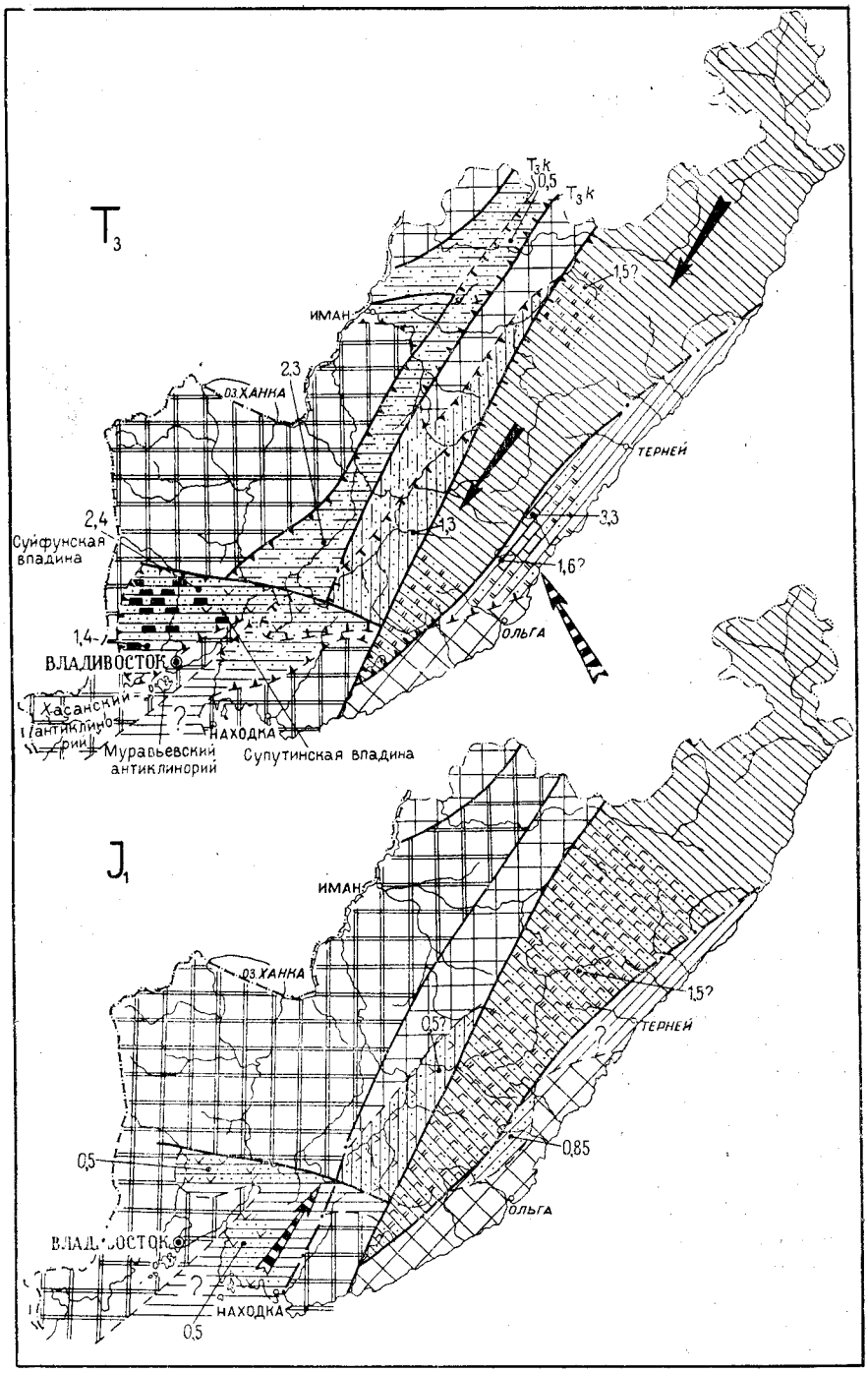


Рис. 51. Тектоно-формационные схемы позднего триаса (T_3) и ранней юры (J_1)

Условные обозначения см. на рис. 44

http://jurassic.ru/

В геосинклинальном прогибе Сихотэ-Алиня накопление терригенно-кремнистых отложений в течение позднего триаса, по-видимому, шло непрерывно. В северной части Прибрежного антиклинория (в Тернейском и Восточно-Кавалеровском районах) в карнийское и в начале норийского времени формировалась мощная (до 3300 *м*) толща терригенно-кремнистых и карбонатных отложений. В конце норийского века и эта часть Прибрежного антиклинория испытала поднятие и начала размываться.

Юрский период. В начале раннеюрской эпохи почти вся область палеозойской складчатости подвергалась размыву. Лишь Сучано-Даданьшаньская впадина слабо прогибалась, и здесь накапливались прибрежно-морские терригенные отложения мощностью до 250 *м*. В дальнейшем возобновилось прогибание Супутинской впадины, охватившее и западную часть Дунайско-Сучанского антиклинория. Не исключено, что в Сандагоу-Окраинской впадине седиментация продолжалась с триасового времени непрерывно. Опустившиеся участки были затоплены мелководным морским заливом, где отложилась туфогенно-осадочная толща мощностью до 500 *м*. Одновременно прогнулась краевая часть Прибрежного антиклинория и здесь накапливались морские терригенные отложения мощностью до 850 *м*. В геосинклинальном прогибе седиментация продолжалась, по-видимому, непрерывно. В нижнеюрском море отлагались терригенно-кремнистые осадки со спилитами и тонкими прослоями оолитовых известняков. Остальная территория Приморья продолжала размываться.

Среднеюрская эпоха ознаменовалась дальнейшим развитием трансгрессии на запад, в пределы Суйфунской впадины (рис. 52). В ааленский и батский века в Суйфунской, Супутинской и Сучано-Даданьшаньской впадинах отлагались преимущественно туфогенные песчаники мощностью до 525 *м*. В конце среднеюрской эпохи усилилось поднятие Муравьевского и Дунайско-Сучанского антиклинориев и морской залив сократился, оставаясь в пределах лишь северной части Супутинской и, вероятно, Сучано-Даданьшаньской зон. В это время в Супутинской впадине отложилась толща алевролитов мощностью 250 *м*.

Восточная часть Главного антиклинория в среднеюрской эпохе была вовлечена в погружение и здесь формировались терригенные и туфогенно-осадочные породы местами с порфиритами и субщелочными базальтоидами. Аналогичные породы выполняли Сандагоу-Окраинскую подзону, где седиментация продолжалась непрерывно. В геосинклинальном прогибе тектонический режим и условия осадконакопления существенно не изменились. Прибрежный антиклинорий продолжал прогибаться, особенно интенсивно в северной и северо-западной частях. В Тетюхинском и Восточно-Кавалеровском районах в среднеюрской эпохе накопилась мощная (до 2500 *м*) толща терригенно-кремнистых отложений.

В начале позднеюрской эпохи продолжалась регрессия моря на юге Приморья (см. рис. 52). В Супутинской впадине продолжалось накопление континентальных отложений мощностью до 220 *м*. Мелководный залив, вероятно, существовал в Сучано-Даданьшаньской впадине. Сократилась площадь морского залива в Сандагоу-Окраинской впадине. Поднялся над уровнем моря Прибрежный антиклинорий. Лишь в геосинклинальном прогибе сохранялось море, хотя его площадь, по-видимому, сократилась. Началось периодическое воздымание Татибинского блока — внутригеосинклинального поднятия, расположенного в северо-западной части геосинклинального прогиба.

В дальнейшем усилилось прогибание Сучано-Даданьшаньской зоны, охватившее западную часть Дунайско-Сучанского антиклинория. Море вновь затопило эти районы, и здесь отлагались терригенные

http://jurassica.ru/

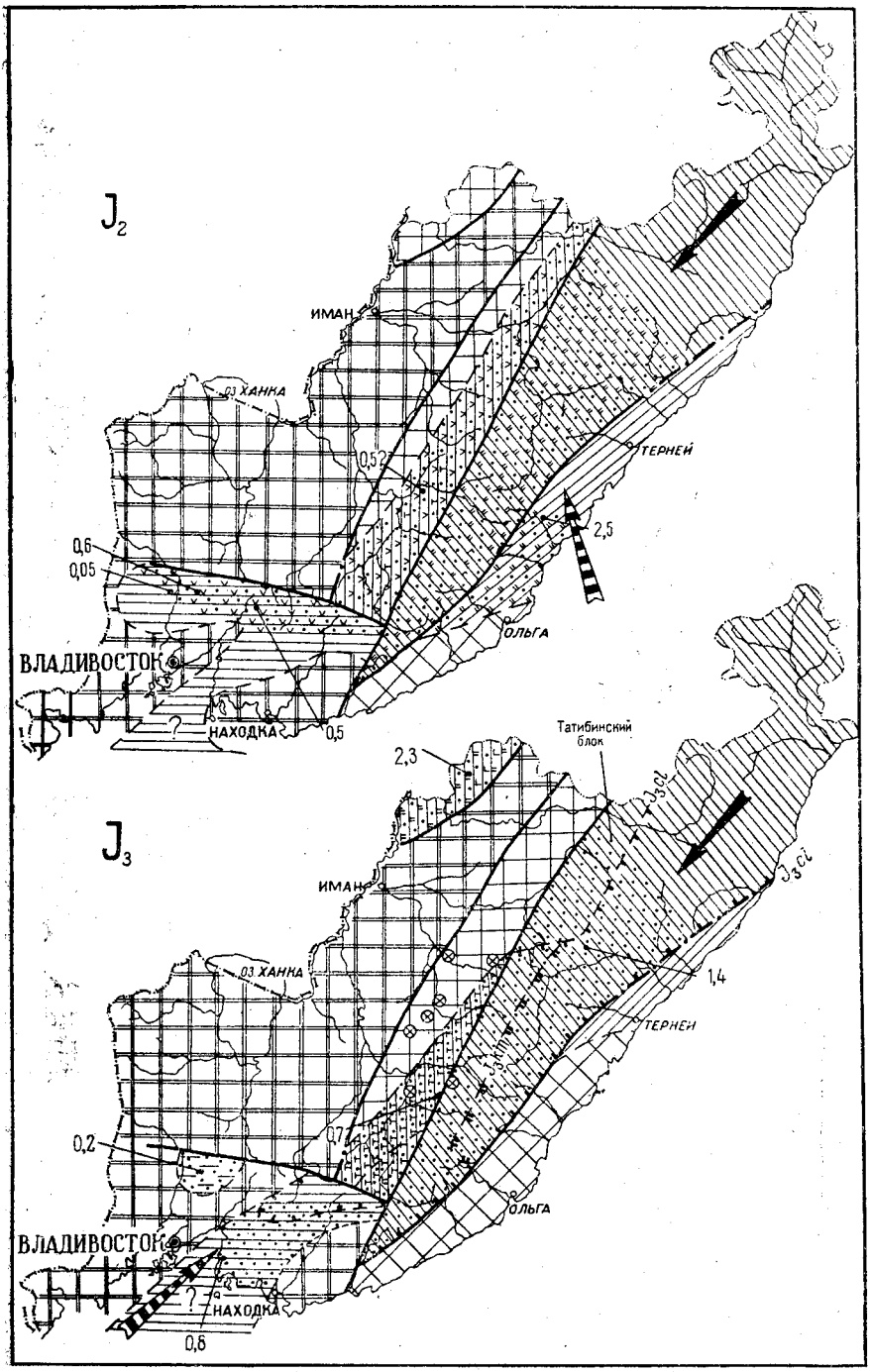


Рис. 52. Тектоно-формационные схемы средней (J_2) и поздней юры (J_3)
Условные обозначения см. на рис. 44

https://jurassic.ru/

осадки мощностью 800 *м* и, вероятно, больше. В Сандагоу-Окраинской впадине возобновилось прогибание и накопление морских туфогенно-осадочных отложений и излияние щелочных базальтоидов. Общая мощность этих пород достигла 700 *м*. В геосинклинальном прогибе формировалась толща терригенных осадков мощностью до 1400 *м*, которые легли местами с размывом на среднеюрские породы. Началось интенсивное прогибание Бикинской зоны, где отлагалась мощная (до 2300 *м*) толща морских терригенно-кремнистых и вулканогенных пород с линзами известняков.

В конце поздней юры наступило общее поднятие большей части территории Приморья и общая регрессия. Морской бассейн в это время сохранялся, по-видимому, лишь в восточной и северной частях геосинклинального прогиба. Вероятно, в поздней юре в пределы Главного антиклинория внедрились мелкие интрузии габбро и нефелиновых сиенитов, с которыми связаны проявления редких металлов, и Кокшаровское месторождение вермикулита.

Меловой период. Геологическое развитие Приморья в рассматриваемый период отличалось большой активностью тектонических и магматических процессов и сложными условиями седиментации. В начале раннемеловой эпохи усилилось прогибание геосинклинального трога, возобновилось опускание Прибрежного антиклинория и началась раннемеловая (берриасовая) трансгрессия, охватившая весь геосинклинальный прогиб, за исключением Татибинского блока и Прибрежного антиклинория (рис. 53). В образовавшемся бассейне накапливались преимущественно терригенные отложения, в Кавалеровском районе — с участием кремнистых пород. В этом районе берриасовые отложения легли на юрские, по-видимому, без перерыва, и только в Прибрежном антиклинории они несогласно перекрыли среднепермские или верхнепалеозойские толщи. В указанном антиклинории в берриасовое время, вероятно, происходили интенсивные дифференциальные местные поднятия и прогибы. На это указывает значительная (до 1600 *м*) мощность берриасовых отложений, в составе которых присутствуют грубообломочные породы. В конце берриаса Прибрежный антиклинорий испытал воздымание и превратился в область сноса, а морской бассейн сохранился лишь в геосинклинальном прогибе.

В начале среднего валанжина возобновилось прогибание Сучано-Даданьшаньской и Сандагоу-Окраинской впадин, охватившее восточную часть Главного и северо-восточную часть Прибрежного антиклинориев. Опущенные районы были затоплены мелководными морскими водами и в них отлагались терригенные осадки, мощность их до 1000 *м*. Местами, например в Сучано-Даданьшаньской впадине, морские отложения сменялись озерно-болотными.

В конце валанжина началась регрессия, продолжавшаяся в готериве. В это время морской бассейн сохранялся лишь в северо-восточной части геосинклинального прогиба (см. рис. 53).

В конце готерива усилилось опускание геосинклинального прогиба, возобновился этот же процесс в прилегающей части Прибрежного и Главного антиклинориев, Сандагоу-Окраинской, Сучано-Даданьшаньской, Супутинской, Суйфунской впадин, Алчанской, Бикинской и частично Даубихинской зон. Несколько позже прогибание охватило центральную часть Ханкайского массива. В геосинклинальном прогибе, в опущенных участках Главного антиклинория, в Алчанской и Бикинской зонах в конце готерива, в барреме и альбе накапливались морские терригенные отложения с примесью туфов и эффузивов среднего состава, особенно значительной в восточной части прогиба. В Сучано-Даданьшаньской, Супутинской и Суйфунской впадинах формировались

http://jurassica.ru/

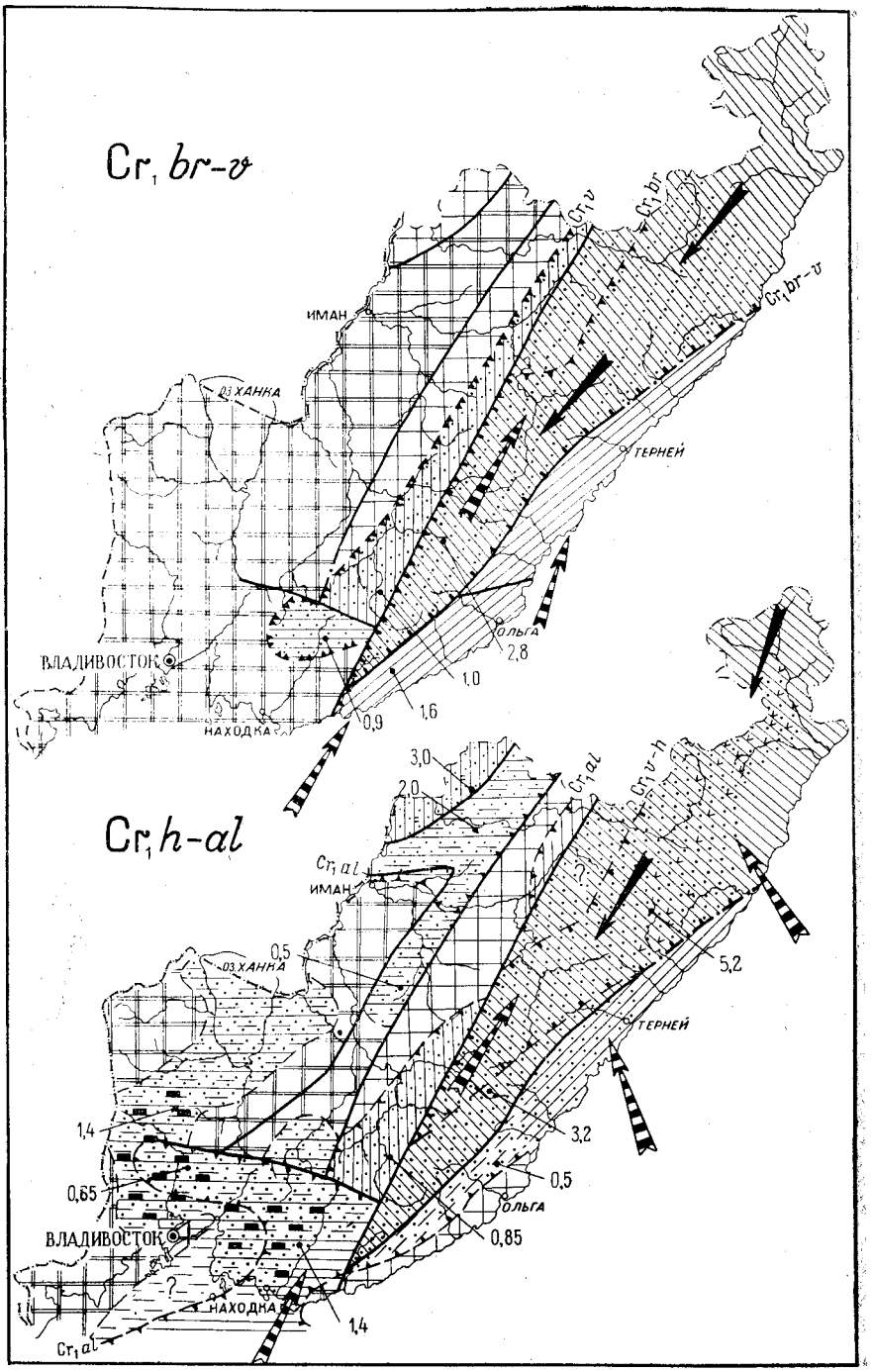


Рис. 53. Тектоно-формационные схемы раннего мела — барриас-валанжинского (Cr_1br—v) и готерив-альбского (Cr_1h—al) времени

Условные обозначения см. на рис. 44

http://jurassic.ru/

угленосные отложения, а на остальных опущенных районах — континентальные терригенные толщи.

В конце апта — начале альба произошла кратковременная регрессия, после которой в конце раннего или начале среднего альба наступила трансгрессия. В это время море покрыло большую часть Южно-Приморской зоны, проникло в Суйфунскую впадину и в северную часть Даубихинской зоны. Общая мощность готерив-альбских отложений в Суйфунской и Сучано-Даданьшаньской впадинах составила 1400 *м*, а в геосинклинальном прогибе 5200 *м*.

В конце альба наступило общее незначительное поднятие большей части территории Приморья, в результате чего море регрессировало. Началось накопление континентальных отложений.

В сеномане и начале турона в геосинклинальном прогибе накапливались морские терригенные осадки мощностью до 1500 *м*. Суйфунская, Супутинская, Сучано-Даданьшаньская впадины и прилегающие к последней участки, а также Алчанская, Бикинская и южная часть Даубихинской зоны продолжали погружаться (см. рис. 54).

Во впадинах накапливались континентальные туфогенно-осадочные отложения мощностью до 2650 *м*. В Алчанской и Бикинской зонах в это время формировалась толща эффузивов среднего и кислого состава мощностью до 1400 *м*. В Прибрежном антиклинории в локальных впадинах отлагались туфогенно-осадочные породы небольшой (до 200 *м*) мощности.

В конце раннего турона по многочисленным разломам усилились дифференциальные тектонические движения. Геосинклинальный прогиб сократился, море отступило на север. В сохранившемся бассейне накапливались морские терригенные и туфогенные отложения мощностью до 2500 *м* (рис. 54).

В течение позднего турона и в начале сенона Приморье переживало главную складчатость. В результате мощных тангенциальных напряжений палеозойские отложения, слагающие Прибрежный антиклинорий, оказались интенсивно дислоцированными и надвинутыми на мезозойские толщи, выполняющие геосинклинальный прогиб. Последние были смяты не менее сильно и сдвинуты на северо-северо-восток по отношению к Главному антиклинорию. Палеозойские отложения антиклинория подверглись дополнительной складчатости вместе с перекрывающими их местами мезозойскими толщами и надвинуты на мезозойские отложения, выполняющие Даубихинский прогиб и Алчанскую зону. В области палеозойской складчатости пликативные дислокации проявились слабее. В Южно-Приморской зоне возобновились подвижки по ранее существовавшим разломам. Кристаллические породы, слагающие Сучано-Судзухинский антиклинорий, оказались надвинутыми на меловые отложения, выполняющие Сучано-Даданьшаньскую впадину, а палеозойские породы Муравьевского антиклинория надвинулись на мезозойские отложения Супутинской впадины. Вблизи надвигов мезозойские толщи были смяты в крутые, местами опрокинутые складки и разбиты многочисленными разломами. Северная часть Южно-Приморской зоны была опущена относительно Ханкайского массива. Преимущественно кристаллические породы последнего были взброшены и частично надвинуты на мезозойские отложения Супутинской впадины и палеозойские толщи, выполняющие Западно-Приморский геосинклинальный прогиб. В пределах самого массива образовались многочисленные разломы, а местами и складки, усложнившие его структуру. В Хасанском антиклинории палеозойские интрузивные и вулканогенные породы подверглись дроблению и кое-где надвинулись на мезозойские отложения краевой части Суйфунской впадины.

http://jurassica.ru/

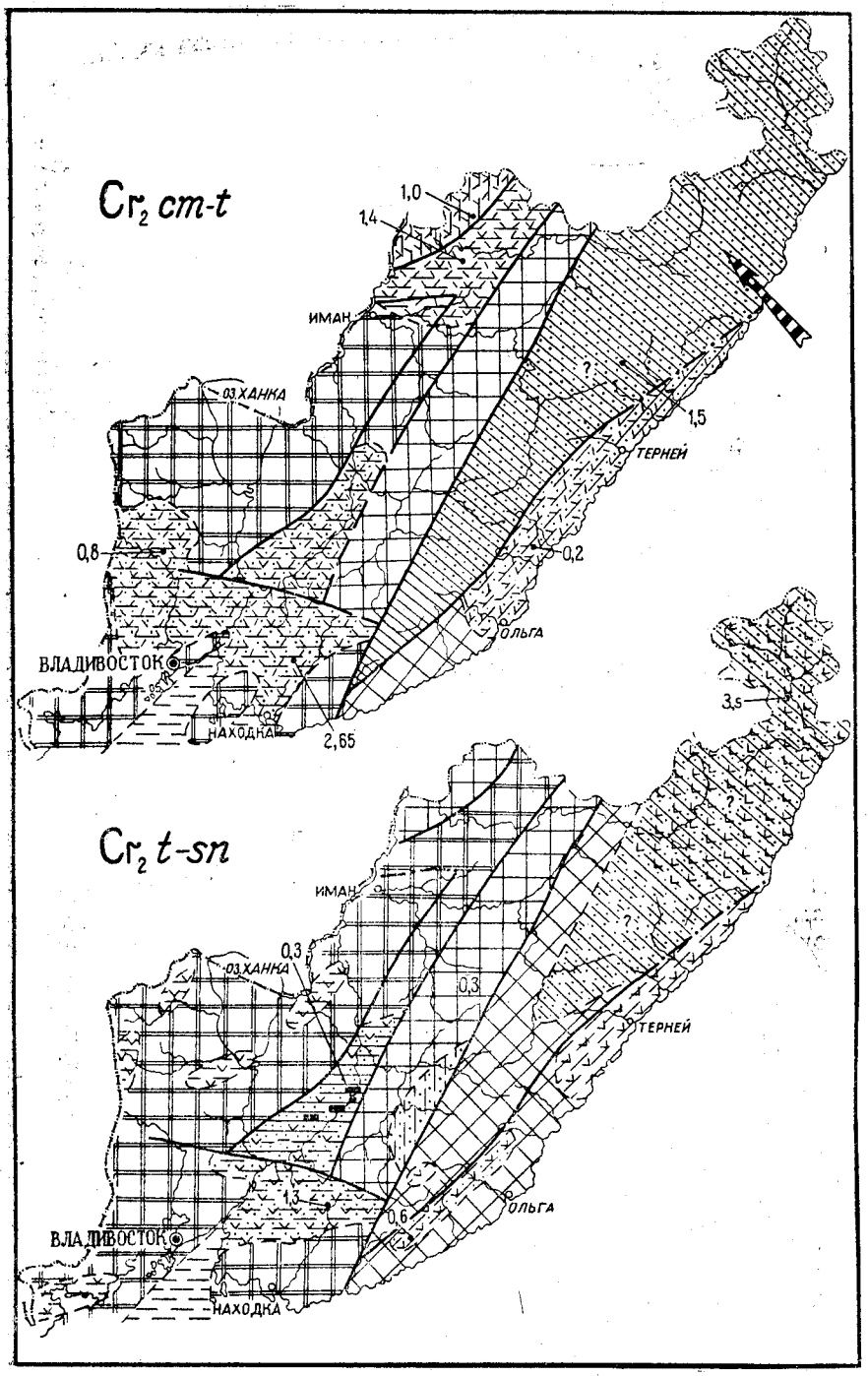


Рис. 54. Тектоно-формационные схемы позднего мела — сеноман-туронского (Cr_2cm—t) и турон-сенонского (Cr_2t—sn) времени

Условные обозначения см. на рис. 44

https://jurassic.ru/

Аналогичные структуры возникли и в Бикинской зоне, где палеозойские толщи были надвинуты на мезозойские отложения, а последние оказались сильно дислоцированными.

В результате указанных движений на территории Приморья возник горный рельеф, подвергшийся денудации. Лишь на северо-востоке края в начале сенона сохранялся остаток геосинклинального прогиба, затопленный морскими водами. Обломочный материал, поступивший с интенсивно разрушавшихся гор, в основном выносился за пределы края. Частично он шел на заполнение упомянутого выше прогиба, в котором суммарная мощность морских и континентальных отложений турон-нижнесенонского возраста достигла 3500 *м*. Часть обломочных пород мощностью до 1500 *м* накапливалась в Сучано-Даданьшаньской и других межгорных впадинах.

После интенсивного сжатия наступил этап относительного растяжения земной коры. В результате некоторые из многочисленных разломов стали путями проникновения лав среднего состава, образовавших покровы порфиритов и их туфов, особенно многочисленные вдоль побережья Японского моря. Несколько позже в Даубихинской межгорной впадине начали накапливаться маломощные (300 *м*) угленосные, а в Сандагоу-Окраинской — терригенные отложения. Вероятно, в это же время началось излияние кислых эффузивов вдоль морского побережья.

В конце раннего или в начале среднего сенона (в сантоне?) вулканическая деятельность распространилась на всю территорию Приморья. Наиболее интенсивные извержения эффузивов преимущественно кислого состава происходили в прибрежной части края и в полосе, прилегающей к восточной части Южного Сихотэ-Алинского шва (рис. 55). В тектоническом режиме в средне- и позднесенонское время продолжали преобладать силы растяжения. В результате на фоне общего слабого воздымания формировались тектоно-вулканические впадины, обычно ограниченные разломами, в которых накапливались эффузивы мощностью до 2000 *м* и более.

В позднем сеноне в районах, прилегающих к Центральному, Западному и Южному Сихотэ-Алинским структурным швам, внедрились многочисленные интрузии гранитоидов татибинской и бачелазской серий, и ранее интенсивно дислоцированные отложения оказались пронизанными кристаллическими породами и на значительной площади ороговикованными. Таким образом, почти вся территория Приморья, за исключением его восточного побережья, была консолидирована. Одновременно продолжалось воздымание всей площади края, и море навсегда покинуло его пределы. Лишь вулкано-тектонические впадины продолжали проседать, в них накапливались вулканические продукты.

В датский век интенсивность вулканизма постепенно уменьшалась, а затем прекратилась почти повсеместно. Новая вспышка вулканической деятельности проявилась в прибрежной полосе, а также местами вдоль Центрального, Южного, Даубихинского и Западного структурных швов. Вначале изливались эффузивы преимущественно среднего состава, затем — кислого. Общая мощность эффузивов датского возраста достигает 2000 *м*. В конце датского времени вдоль побережья внедрились интрузии приморской серии гранитоидов, и эта площадь также приобрела относительную жесткость.

В течение мезозойской эры морские бассейны Приморья были связаны с морями южной и северной зоогеографических провинций, при преобладании влияния южных морей (см. рис. 50—54). Остатки морской фауны из мезозойских отложений Приморья во многих случаях не отличимы от остатков фауны из аналогичных по возрасту толщ Япо-

http://jurassica.ru/

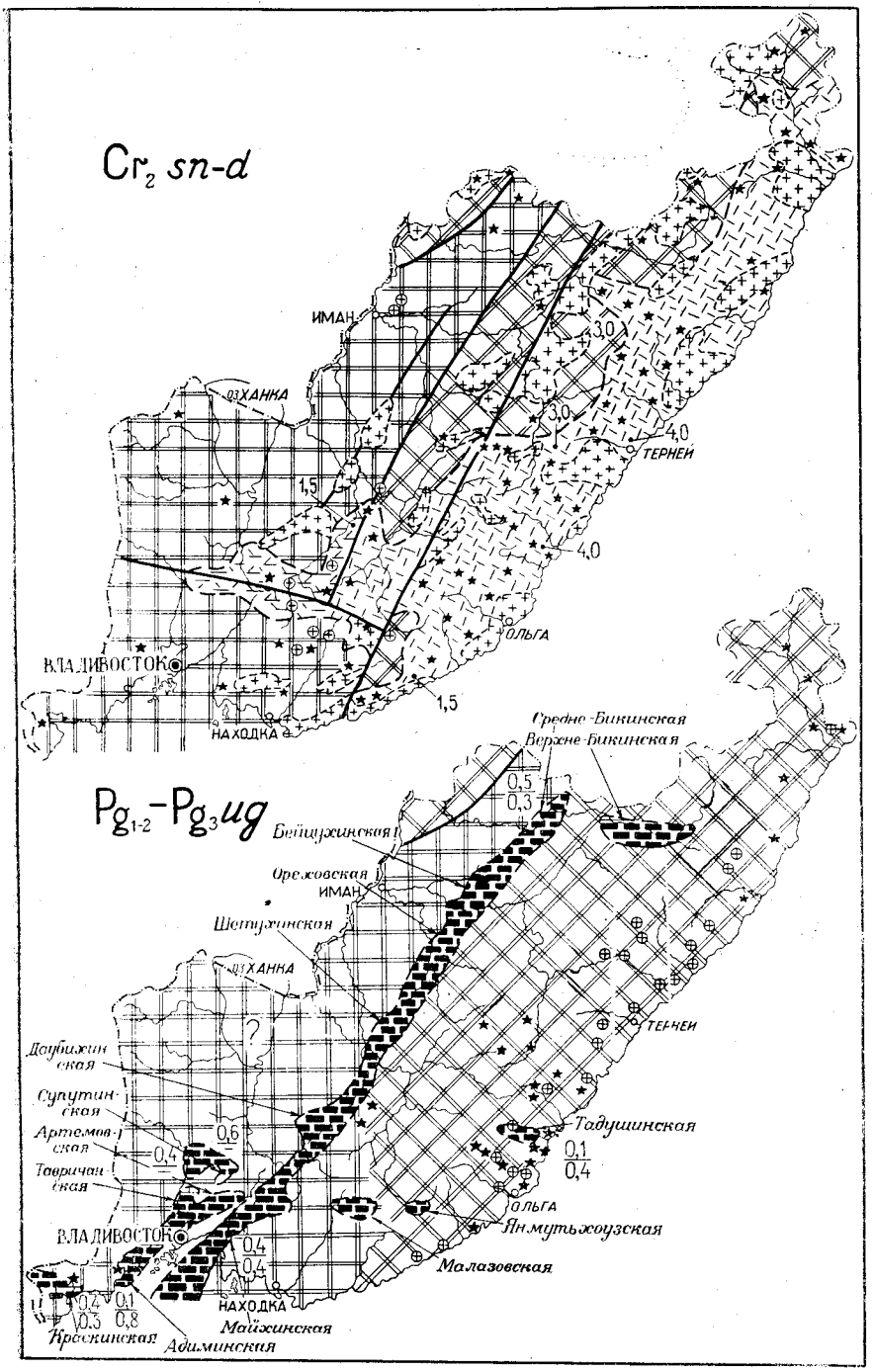
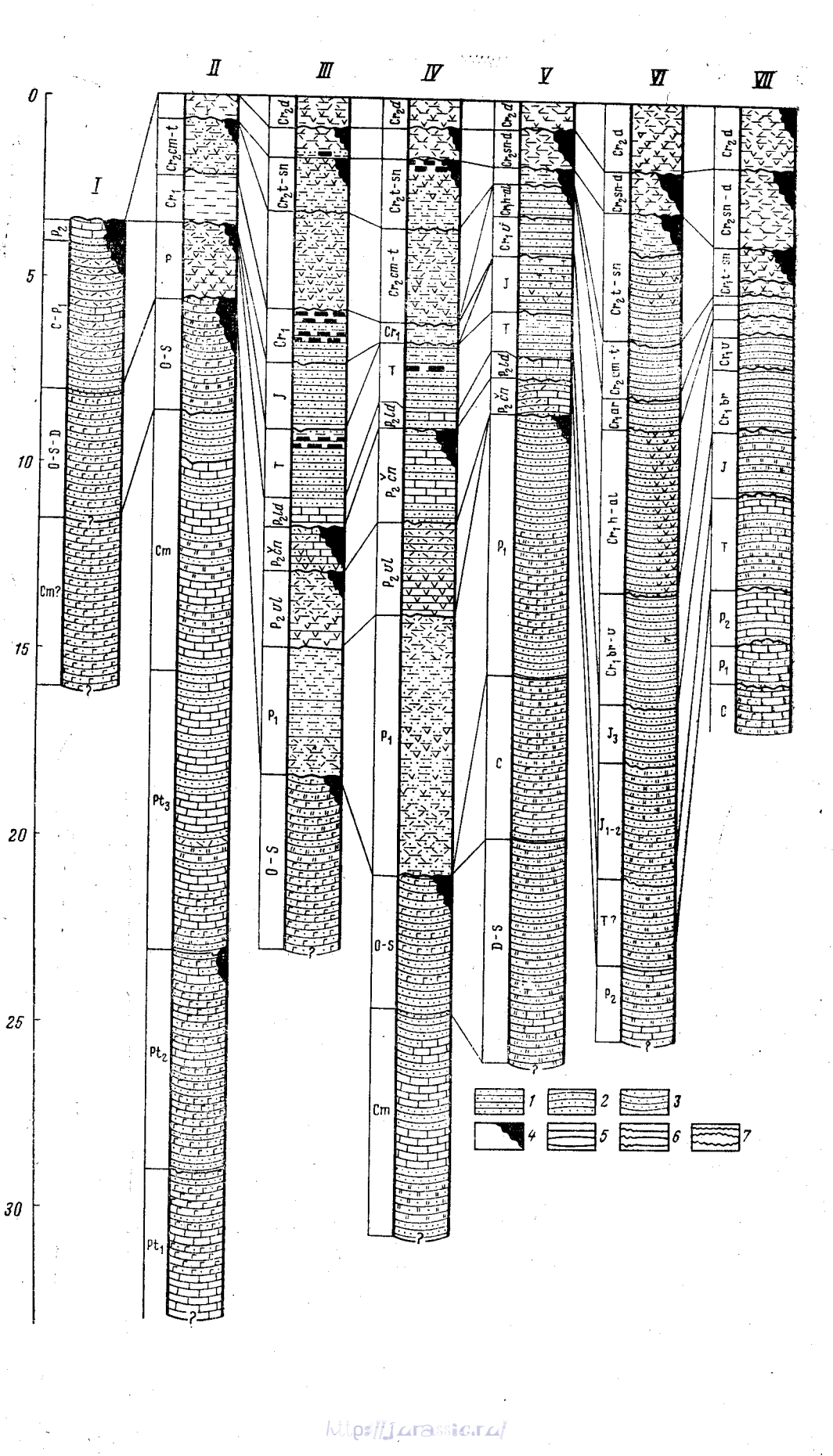


Рис. 55. Тектоно-формационные схемы позднего мела (сенон-датское время, (Cr_2sn—d) и палеогена (палеоцен, эоцен—олигоцен, угловское время Pg_{1-2}—Pg_3ug)

Условные обозначения см. на рис. 44

http://jurassica.ru/



https://jurassica.ru/

нии. Мезозойские (досенонские) отложения Приморья и Японии имеют много общего также по литологии, остаткам растений и условиям образования. Поэтому представления Е. М. Рудича (1962), Б. А. Петрушевского (1964) и др. о существовании в мезозое суши на месте Японского моря являются маловероятными и фактическим материалом, имеющимся по геологии Приморья, не подтверждаются.

К концу мезозоя закончилось геосинклинальное развитие. В разных зонах Приморья образовались неодинаковой мощности и состава толщи осадочных и вулканогенных пород, которые относятся к разным стратиграфическим диапазонам. Их сопоставление дано на рис. 56. Под влиянием интрузий и проявления складчатости они были метаморфизованы и дислоцированы. В результате возникло сложно устроенное консолидированное основание, дальнейший этап формирования которого приходится на кайнозой.

Кайнозойская эра

Палеогеновый период. В начале палеоцена территория Приморья продолжала неравномерно подниматься. В прибрежной полосе внедрились небольшие интрузии гранитоидов. Здесь же, а также на юго-западе края происходили вулканические извержения и формировались небольшие по площади и маломощные (до 250 *м*) покровы эффузивов кислого состава (см. рис. 55).

В палеоцене в основном завершился главный минералогический этап, начавшийся в позднем мелу. Многочисленные разломы и интенсивная региональная трещиноватость пород, существовавшие во время восходящих движений конца мела — начала палеогена, обеспечивали высокую проницаемость земной коры для рудоносных растворов. Тогда же внедрялись весьма многочисленные интрузии различного петрографического состава, среди которых преобладали граниты. В этих условиях в конце мела и в начале палеогена сформировался разнообразный комплекс полезных ископаемых эндогенного происхождения. Наиболее богаты ими зоны Главного синклинория и Прибрежная, где имеются десятки месторождений и сотни рудопроявлений.

В пределах Главного синклинория в их распределении наблюдается горизонтальная зональность. В западной полосе, прилегающей к Центральному Сихотэ-Алинскому шву, расположены месторождения и рудопроявления преимущественно высокотемпературного типа: вольфрамовые, вольфрам-касситеритовые, касситерит-редкометальные. Для центральной и восточной частей зоны характерны оловорудные и олово-полиметаллические месторождения и рудопроявления, здесь же имеются рудопроявления золота и ртути, занимающие обычно территориально обособленное положение.

В Прибрежной зоне вдоль Прибрежного шва развиты оловянные и олово-полиметаллические месторождения и рудопроявления, но главная роль в этой зоне принадлежит полиметаллическим месторождениям. Кроме того, здесь много рудопроявлений ртути, сурьмы, молиб-

Рис. 56. Сводные стратиграфические колонки докайнозойских отложений основных структурно-фациальных зон Приморского края

Зоны: I — Западно-Приморская (Краевская подзона); II — Ханкайского массива; III — Южно-Приморская; IV — Даубихинская; V — Главного антиклинория; VI — Главного синклинория; VII — Прибрежная

1 — формации областей и зон завершенной и незавершенной складчатости; *2* — формации внутригеосинклинальных поднятий геосинклинальных областей и зон; *3* — формации геосинклинальных прогибов; *4* — главная фаза внедрения интрузий гранитоидов; *5* — то же, второстепенная фаза; *6* — согласное залегание; *7* — местное несогласие; *8* — региональное несогласие

http://jurassica.ru/

дена, золота, редких металлов и других ископаемых. С гидротермально измененными вулканогенными породами связаны проявления алунитов, самородной серы, корунда и различных металлов.

В зоне Главного антиклинория и в Бикинской зоне рудные месторождения позднемелового—палеогенового возраста точно не известны. Однако здесь имеются рудопроявления ртути, золота, вольфрама и других металлов, которые могут принадлежать этому времени. В области палеозойской складчатости расположены рудопроявления золота, олова, ртути, сурьмы и некоторых других металлов.

К концу палеоцена, после внедрения последних интрузий позднемелового—палеогенового магматического комплекса, в основном стерлись различия между структурно-фациальными зонами, развившимися в течение палеозоя и мезозоя. С палеоцена начинают формироваться кайнозойские структуры, развивающиеся и в настоящее время.

В палеоцене продолжалось воздымание тех районов, где в конце мела и в начале рассматриваемой эпохи внедрились интрузии. Это зоны Главного антиклинория, Главного синклинория и Прибрежная, представлявшие одну обширную область поднятия, оформившуюся в дальнейшем в виде сводового поднятия Сихотэ-Алиня. В небольших межгорных впадинах тектонического происхождения в конце палеоцена накапливались туфогенно-осадочные и угленосные отложения тадушинской свиты мощностью до 300 *м*, сохранившиеся от размыва в одноименной впадине. В начале эоцена, т. е. в майтунское время, интенсивность поднятия уменьшилась, вулканизм проявлялся очень слабо. В межгорных впадинах, расположенных на юго-западе края (Краскинской, Майхинской и других более мелких), в это время накапливались угленосные отложения мощностью до 300 *м*.

В конце среднего или в начале позднего эоцена (в начале кузнецовского времени) усилилась тектоническая активность и образовались глубокие расколы в земной коре. Это обусловило возобновление вулканических извержений преимущественно в прибрежной полосе. На этот раз в составе вулканических продуктов преобладали андезито-базальты и базальты и в меньшей мере андезиты и андезито-дациты. Общая мощность основных эффузивов кузнецовской свиты местами достигла 400 *м*.

Территория Приморья в это время поднималась неравномерно. Зона Западного Сихотэ-Алинского шва и центральная часть Главного антиклинория, где в конце мелового периода внедрились интрузии, поднимались значительно быстрее, чем расположенная между ними зона Даубихинского шва. В пределах последних образовались Средне-Бикинская, Бейцухинская, Ореховская, Шетухинская, Даубихинская и более мелкие впадины. Юго-западнее располагалась ранее заложившаяся Майхинская впадина. Перечисленные впадины образовали единый Майхинско-Даубихинский межгорный прогиб или крупную впадину, протянувшуюся через всю территорию Приморья. К западу и северо-западу от Майхинской впадины заложились Супутинская, Артемовская, Тавричанская, Адиминская и другие впадины, образовавшие параллельный прогиб северо-восточного простирания (см. рис. 55).

В конце эоцена и начале олигоцена тектоническая активность и вулканическая деятельность были слабыми. В перечисленных выше и других межгорных впадинах происходило накопление угленосных отложений угловской свиты, мощность которых местами достигла 600 *м*. В прибрежных районах в это время изредка действовали небольшие вулканы, извергавшие туфы и создававшие небольшие купола и покровы преимущественно андезито-дацитового состава.

http://jurassica.ru/

В среднем или в начале позднего олигоцена, т. е. в начале надеждинского времени, вновь усилились тектонические движения и активизировался вулканизм. В это время образовалась система разломов в пределах Ханкайского массива и прилегающих к нему районов и началось неравномерное опускание центральной части массива. В результате начали формироваться Нижне-Бикинская, Турьерогская, Жариковская, Чихезская и ряд других межгорных впадин (рис. 57). Соответственно значительно возросла площадь седиментации континентальных отложений. В краевых частях впадин накапливались преимущественно грубообломочные туфогенно-осадочные породы. В удалении от гор формировались угленосные толщи. Мощность надеждинской свиты в отдельных впадинах достигла 500 *м*.

На побережье и местами в других районах края в это время действовали многочисленные вулканы, образовавшие изолированные покровы липаритов, дацитов, фельзитов, их туфов и туфобрекчий с линзами перлитов и обсидианов общей мощностью до 500 *м*.

Неогеновый период. К началу миоцена ослабли тектонические движения и вулканизм. В результате погружения обширной территории, охватившего Ханкайский массив и прилегающие с юга и севера участки, образовалась Западно-Приморская равнина, где в течение раннего и среднего миоцена в озерных бассейнах накапливался преимущественно тонкообломочный материал, слагающий усть-давыдовскую свиту: пески, алевролиты и глины. В болотах местами отлагались торфяники. Лишь в начале этого процесса в центральной части равнины, а в дальнейшем — по ее периферии, формировались аллювиальные галечники. О величине прогибания указанной территории можно судить по значительной (до 600 *м*) мощности усть-давыдовской свиты. На севере Западно-Приморская равнина соединялась с озерами, занимавшими обширные пространства на территории Китая, Приамурья, Монголии и Забайкалья. С запада к ней примыкали невысокие горы, холмы и низкие плато, расположенные вдоль западной границы Приморья. С востока эта равнина была ограничена цепочкой возвышенностей, приуроченных к Западному Сихотэ-Алинскому шву. Последние были сложены преимущественно позднемеловыми гранитоидами и продолжали слабо воздыматься.

Майхинско-Даубихинская межгорная впадина в раннем и среднем миоцене испытала незначительное погружение. В ее пределах накапливались озерные и озерно-аллювиальные отложения небольшой (до 200 *м*) мощности. Сводовое поднятие Сихотэ-Алиня в это время было весьма незначительным. В результате длительной денудации к концу среднего миоцена речные долины здесь имели максимальную ширину, а водораздельные пространства были заняты низкими горами или холмами с преобладающими пологими склонами. В условиях очень теплого и влажного климата формировались мощные (до 50—70 *м*) коры выветривания.

Спокойный ход развития иногда нарушался излияниями базальтов и андезито-базальтов сандуганской свиты. Центры извержений были приурочены к следующим группам разломов: 1) ограничивающим палеогеновые впадины, 2) тяготеющим к Южному Сихотэ-Алинскому шву, 3) расположенным вдоль побережья Японского моря. Большая часть базальтоидов изливалась на северо-востоке и юго-западе края, где начали формироваться Самаргинское, Зевинское, Шкотовское и Шуфанское плато (см. рис. 15). Во время длительных перерывов между извержениями на покровах базальтоидов формировались коры выветривания, а в пониженных участках рельефа отлагались пачки тонкообломочных осадочных пород мощностью до 50 *м*. Макси-

http://rasmi.ru/

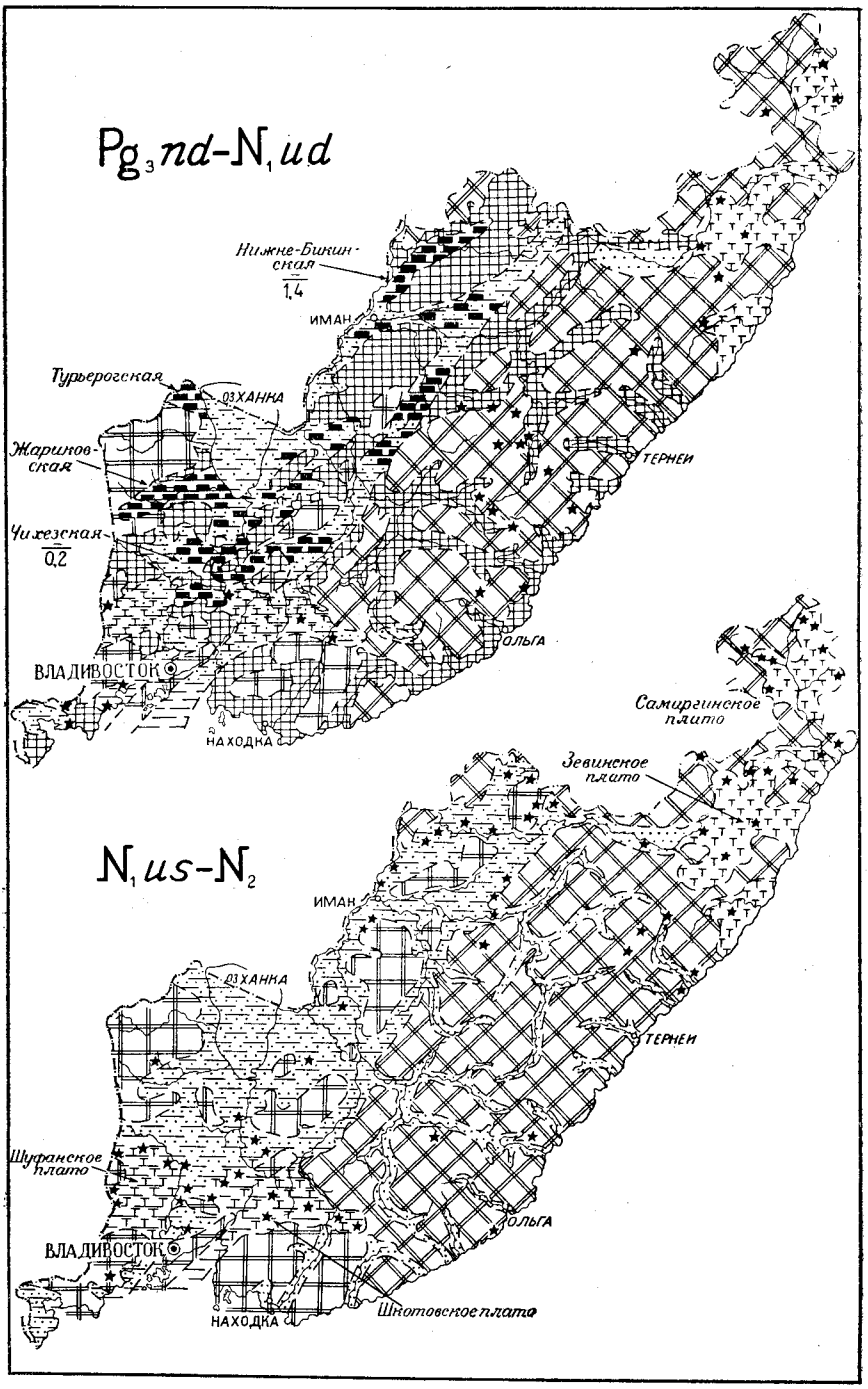


Рис. 57. Тектоно-формационные схемы олигоцена — миоцена (надеждинское — усть-давыдовское время; Pg_3nd—N_1ud) и неогена (миоцен, усть-давыдовское время — плиоцен N_1us—N_2)

https://jurassic.ru/

мальная мощность базальтоидов вместе с туфогенно-осадочными отложениями на северо-востоке Приморья оценивается в 500 *м*, на юго-западе достигает 200 *м*. В других районах края миоценовые эффузивы имели незначительное распространение.

В конце среднего или начале позднего миоцена усилилось воздымание Сихотэ-Алиня, Восточно-Маньчжурских гор и системы Синих хребтов, расположенных между Западно-Приморской равниной и Майхинско-Даубихинской впадиной. В результате резко усилилась эрозия и началось углубление речных долин. Соответственно изменился состав осадочных пород усть-суйфунской свиты, отлагавшейся преимущественно в Западно-Приморской равнине. Здесь накапливались в основном пески, гравий и галечники, а глины имели подчиненное значение.

Вулканическая деятельность в позднем миоцене продолжалась в тех же районах и с прежней интенсивностью. Однако в это время, наряду с излияниями лав основного состава, иногда происходили вулканические извержения, выбрасывавшие пепел преимущественно кислого состава. Это обусловило наличие туфов и туффитов в составе усть-суйфунской свиты и способствовало образованию опок и диатомитов. Незначительная мощность (до 200 *м*) упомянутой свиты свидетельствует о весьма небольших прогибаниях Западно-Приморской равнины и других межгорных впадин.

В начале и середине плиоцена продолжалось поднятие горных районов при очень незначительном опускании или относительно стабильном по отношению к уровню моря положении Западно-Приморской равнины. В горах формировалась гидрографическая сеть, близкая к современной, в Западно-Приморской равнине, в Майхинско-Даубихинской и некоторых других межгорных впадинах отлагалась суйфунская свита — толща галечников, гравия и песков аллювиального и аллювиально-пролювиального происхождения. Лишь местами в старицах накапливались линзовидные залежи глин. В это время были уничтожены олигоценовые и миоценовые коры выветривания на большей части их распространения, и в благоприятной обстановке концентрировались тяжелые минералы, иногда образуя россыпные месторождения олова и золота.

Вулканическая деятельность выражалась в периодическом излиянии базальтов и андезито-базальтов. По-прежнему главная масса лав накапливалась в пределах Самаргинского, Зевинского, Шкотовского и Шуфанского плато. Иногда наиболее крупные лавовые потоки выходили в пределы аллювиальных равнин, перекрывая гравийно-галечниковые отложения. Вдоль восточной окраины Западно-Приморской равнины и бортов некоторых других межгорных впадин формировались небольшие куполовидные вулканы, некки и дайки, сложенные щелочными базальтоидами. Перерывы между излияниями лав были достаточно длительными, чтобы на них успевали сформироваться коры выветривания мощностью в несколько метров. Тогда же местами отлагались элювиально-делювиальные и озерные отложения, слагающие линзовидные залежи небольшой (до 5 *м*) мощности.

Общая мощность суйфунской свиты обычно не превышает 50 *м*, достигая в отдельных случаях 130 *м*. Мощность базальтоидов, накопившихся в конце миоцена и в плиоцене, в большинстве районов составила 50—100 *м*, лишь местами увеличиваясь до 200—300 *м*.

Интенсивность поднятия Сихотэ-Алиня и других горных районов постепенно уменьшилась, что привело к усилению боковой эрозии и формированию сравнительно широких (5—15 *км*) речных долин. Общая амплитуда поднятия Сихотэ-Алиня в течение позднего миоце-

http://jurassica.ru/

на и плиоцена, судя по превышению остатков днищ олигоцен-миоценовых долин над днищами плиоценовых долин, составила 100—300 *м*.

Четвертичный период. Четвертичное развитие Приморья происходило под влиянием дифференциальных тектонических движений и эвстатических колебаний уровня мирового океана, связанных с изменением климата. Вулканическая деятельность в этот период на территории Приморья не проявлялась, хотя продолжалась на прилегающих площадях Кореи и Китая.

В конце плиоцена или в начале раннечетвертичного времени произошло общее поднятие всей территории края относительно уровня океана. На это указывает повсеместное наличие эрозионного уступа, отделяющего четвертичные и плиоценовые отложения. Судя по разности отметок кровли плиоценовых и подошвы нижнечетвертичных отложений, амплитуда поднятия в прибрежной части края и в Западно-Приморской равнине составила 100—150 *м*, в горах Сихотэ-Алиня до 200 *м*.

Возможно, воздымание территории совпало по времени с относительно холодным климатом. Низкое положение базиса эрозии обусловило интенсивную донную эрозию и врезание рек на указанную выше величину. Озеро Ханка в это время было, по-видимому, спущено. Большинство раннечетвертичных рек протекало по долинам, формировавшимся в плиоцене. В конце плиоцена некоторые долины местами были залиты базальтоидами. В этом случае реки вырабатывали новые долины вдоль края базальтовых покровов (например, в нижнем течении р. Майхе), либо меняли направление. Примером последнего может служить р. Самарга, впадавшая ранее в море в районе пос. Нельма. В результате заполнения ее древней долины в нижнем течении базальтоидами р. Самарга проложила русло значительно южнее, использовав долину р. Хулими.

Описываемый этап врезания продолжался длительное время, поскольку тогда были выработаны долины рек и ручьев вплоть до самых верховьев, отвечающие в основном профилю равновесия.

В дальнейшем в упагдинское время произошло повышение базиса эрозии, совпавшее с установлением более теплого, чем современный, климата (рис. 58). По данным Л. П. Карауловой, Е. М. Назаренко и др., среднегодовая температура воздуха в это время была около 6° С. В этих условиях, продолжавшихся также значительное время, преобладала боковая эрозия, днища речных долин стали в несколько раз шире современных. При резком преобладании процессов химического выветривания на пологих склонах формировались коры выветривания мощностью до 20 *м*. В пределах Западно-Приморской равнины образовались обширные озера, оз. Ханка занимало площадь во много раз больше его современной площади. В водоемах отлагались преимущественно глины и суглинки мощностью до 60 *м*.

В конце упагдинского — начале елабужского времени, очевидно, наступило похолодание, совпавшее с относительным понижением уровня океана на 30—40 *м*. В результате возобновилась донная эрозия, и русла рек оказались врезанными в пойму на указанную величину. В Западно-Приморской равнине почти исчезли озера, которые сохранились, возможно, лишь во внутренней части котловины оз. Ханка.

Затем последовал подъем уровня океана на 15—20 *м*, что вызвало расширение речных долин и заполнение их аллювием. В Западно-Приморской равнине вновь значительную площадь занимали озера, хотя площадь их была меньше, чем в упагдинское время. Климат в это время был сравнительно теплым, но холоднее, чем в предыдущий этап аккумуляции. Процессы химического выветрива-

http://jurassica.ru/

ния по-прежнему преобладали, и среди аллювиальных и особенно озерных отложений господствовали глины и суглинки.

В конце раннечетвертичного — начале среднечетвертичного времени базис эрозии понизился примерно на 100 *м* и достиг самого низкого уровня за четвертичное время. Это явление, вероятно, связано

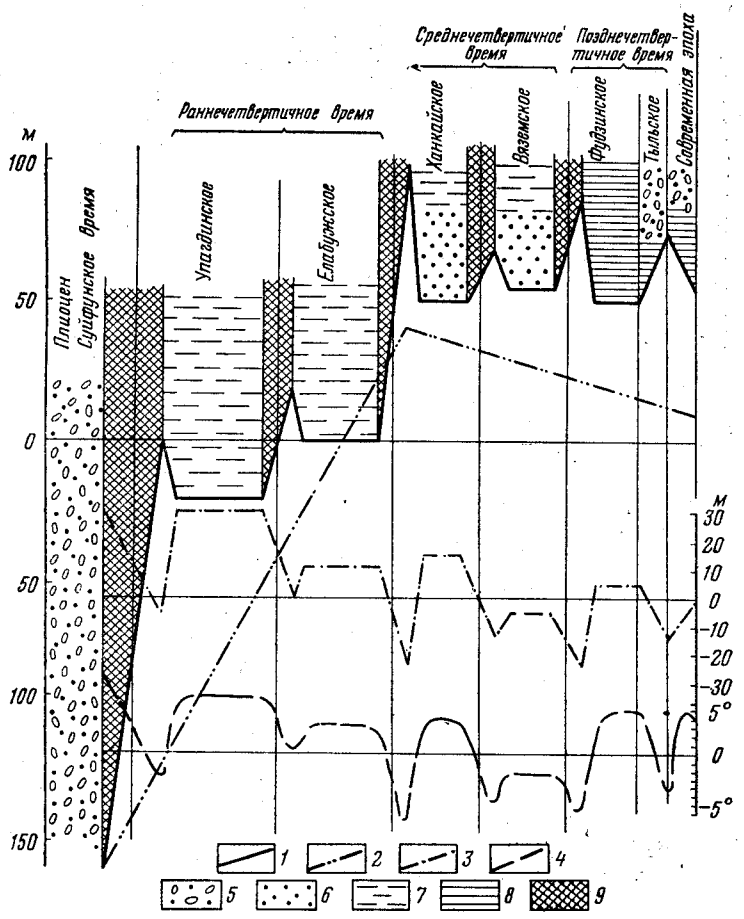


Рис. 58. Схема четвертичной истории геологического развития прибрежной части Приморского края (по И. И. Берсеневу)

1 — кривая колебания побережья относительно базиса эрозии; *2* — предполагаемая кривая вертикального движения побережья относительно среднего уровня мирового океана; *3* — предполагаемая кривая колебания уровня океана; *4* — схематическая кривая изменения среднегодовых температур (по Л. П. Карауловой и др. с дополнениями); *5—7* — континентальные отложения; *5* — преимущественно гравийно-галечниковые, *6* — преимущественно песчаные, *7* — преимущественно глинистые; *8* — преимущественно илистые морские отложения; *9* — этапы преобладающего размыва

с продолжавшимся воздыманием всей территории Приморья и понижением уровня океана, обусловленным похолоданием. Эрозионный врез, начавшийся в это время, продолжается до сих пор, поскольку в верховьях рек уступ ханкайской террасы еще не успел образоваться. Озера в Западно-Приморской равнине вновь были спущены.

В ханкайское время, отвечающее примерно первой половине среднечетвертичной эпохи, наступило потепление и относительный подъем уровня океана до 50 *м*. Соответственно началось заполнение аллювием речных долин, а в озерах Западно-Приморской равнины накапливались глины и суглинки мощностью до 55 *м*.

http://jurassic.ru/

В конце ханкайского — начале вяземского времени базис эрозии понизился на 20—30 *м*, что вызвало очередное врезание русел рек. В Западно-Приморской равнине несколько сократилась площадь, занятая озерами. В вяземское время вслед за незначительным углублением речных долин наступила стадия аккумуляции, протекавшая в условиях сравнительно холодного климата. Мощность отложений вяземского горизонта в пределах Западно-Приморской равнины достигла 30 *м*. По-видимому, относительный уровень моря в это время постепенно повышался.

В начале позднечетвертичного времени базис эрозии понизился на 25—30 *м*. Вызванное этим энергичное врезание русел рек продолжается и в настоящее время, что проявляется особенно очетливо на реках восточного склона Сихотэ-Алиня. В дальнейшем в приустьевых частях долин рек, впадающих в Японское море, местами была полностью размыта верхняя часть среднечетвертичных отложений. В Западно-Приморской равнине сократилась площадь оз. Ханка.

В фудзинское время (начало позднечетвертичной эпохи) климат был, вероятно, теплее современного. Тогда же относительный уровень океана повысился на 30—40 *м*. В результате морские воды впервые после очень долгого отсутствия проникли на территорию Приморья. Они ингрессировали в долины, образовав многочисленные заливы и бухты. Береговая линия в то время была более изрезанная, чем теперь. Мысы и полуострова вдавались дальше в море, будучи еще не абрадированными. По речным долинам бухты вдавались в сушу на 3—5 до 15 *км*. Подпор рек морскими водами вызвал аккумуляцию аллювия. Однако для рек восточного склона Сихотэ-Алиня, вследствие значительного продольного уклона, этот процесс распространялся сравнительно недалеко (на 10—30 *км*) от устья. Площадь оз. Ханка была в 2—3 раза больше современной. В долинах рек, протекавших по Западно-Приморской равнине и в оз. Ханка, мощность отложений фудзинского горизонта достигла 30 *м*.

В тыльское время (середина и конец позднечетвертичной эпохи) климат в Приморье был значительно холоднее современного. В горных районах резко преобладали процессы физического выветривания, а в наиболее высоких горах образовались каровые и небольшие долинные ледники. В это время на склонах формировались осыпи, курумы, щебнистые суглинки, перекрывшие более древние коры выветривания и глинистые отложения. В речных и озерных водоемах продолжали накапливаться аллювиальные и озерные осадки преимущественно галечникового, гравийного или песчаного состава. В результате перемыва ранне- и среднечетвертичных кор выветривания и глинисто-суглинистых пород местами продолжалось образование россыпных месторождений позднечетвертичного возраста. Мощность отложений тыльского надгоризонта обычно не превышает 10 *м*.

В тыльское время относительный уровень океана понизился примерно на 20—25 *м*, что вызвало новый цикл регрессивной эрозии, продолжающийся и сейчас. Вместе с тем в пределах Западно-Приморской равнины и в бассейнах рек западного склона Сихотэ-Алиня продолжалась речная и озерная аккумуляция, поскольку русла рек в этих районах еще не были врезаны.

Современная эпоха характеризуется повышением уровня океана, совпадающим с потеплением климата. В речных долинах продолжается накопление аллювия, слагающего низкую и высокую поймы. В приустьевых частях рек, впадающих в море, аллювий постепенно заполняет бухты, часть из которых уже прекратила свое существование. В долинах небольших рек и ручьев, выносящих мало обломочного

http://jurassica.ru/

материала и ранее затопленных морскими водами, местами сохраняются лагуны или озера, которые в будущем также будут занесены осадками. На склонах гор усилились процессы химического выветривания. Почти безжизненные осыпи и курумы покрылись почвами, на которых развилась пышная растительность Сихотэ-Алинской тайги.

Описанный выше общий ход четвертичного развития Приморья объясняется взаимодействием двух главных факторов: неравномерными во времени и пространстве вертикальными движениями его территории и периодическим изменением климата, имеющим глобальный характер.

Наблюдение над плиоценовой и четвертичной террасами показывает следующее. За время, прошедшее с момента прекращения накопления суйфунской свиты до начала среднечетвертичной эпохи, прибрежная часть Приморья и Западно-Приморская равнина поднялись примерно на 200 *м* (см. рис. 58). Горы Сихотэ-Алиня за это же время поднялись не менее чем на 300 *м*. С начала среднечетвертичной эпохи и до настоящего времени прибрежные и равнинные районы опустились не менее чем на 30—50 *м*, а горы Сихотэ-Алиня поднялись на 20—50 *м* или более. Таким образом, в четвертичном периоде продолжалось сводовое воздымание Сихотэ-Алиня и поднятие других горных сооружений края.

Менее существенные дифференциальные движения можно проиллюстрировать следующими примерами: западное побережье оз. Ханка опускается по отношению к восточному; северо-западный берег Амурского залива и залива Петра Великого поднимается относительно п-ова Муравьева-Амурского. Это указывает на вовлечение и поднятие равнин и низменностей, прилегающих к воздымающейся системе Восточно-Маньчжурских гор.

Формирование террас в Приморье обусловлено периодическим изменением базиса эрозии, т. е. уровня океана с амплитудой колебания до нескольких десятков метров. Схематическая кривая изменения среднегодовых температур, составленная Л. П. Карауловой, Е. М. Назаренко и Л. А. Федоровой на основании обобщения многочисленных палинологических анализов четвертичных отложений Приморья, показывает, что в прибрежных районах края, без «пиковых» точек, по которым отсутствуют осадки, среднегодовая температура колебалась от +6°С в упагдинское время до —2° в тыльское. Эти данные хорошо увязываются с геологическими материалами по колебанию уровня океана. Таким образом, изменение уровня последнего, по-видимому, является эвстатическим.

http://jurassica.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М. и др. 1960. Глубинное строение земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану (по сейсмическим данным). В кн. «Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток.

Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Зайончковский М. А., Косминская И. П., Кракшина Р. М., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. 1961. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от азиатского континента к Тихому океану в период МГГ. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2.

Агеева Е. М. 1965. Минералого-петрографическая характеристика и условия образования меловых отложений Южного Приморья. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. АН СССР. Владивосток.

Агеева Е. М. 1966. Парагенетические ряды и стадии изменения минералогического состава некоторых меловых пород Южного Приморья. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанск. пояса». Изд. Дальневост. фил. АН СССР. Владивосток.

Александри-Садова Т. А., Захарова Л. В. 1958. Распределение фауны в разрезе угленосных и надугленосных отложений Сучанского каменноугольного бассейна и ее значение для определения возраста. Тр. Лабор. угля, вып. 8, М.—Л.

Александри-Садова Т. А. 1960. *Corbicula* и *Trigonia* северосучанской свиты Сучанского бассейна. Тр. Лабор. угля, вып. 10, М.—Л.

Андреева И. Б., Удинцев Г. Б. 1958. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе». Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Анерт Э. Э. 1918. Геологические исследования в северо-восточной половине Сучанского угленосного бассейна. Изв. Геол. ком., № 1.

Анерт Э. Э. 1920. Исследования в Посьетском, Прикорейском и Новокиевском районах. Изв. Геол. ком., т. 39, № 2.

Анерт Э. Э. 1920б. Что сделано и что остается выполнить в области геологического изучения Русского Дальнего Востока и его рудных богатств. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 1.

Анерт Э. Э. 1921а. Краткий годовой отчет о геологических исследованиях в 1919 г. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 14, Владивосток.

Анерт Э. Э. 1921б. Годовой отчет за 1917 год по геологическим исследованиям в Южно-Уссурийском крае. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 3.

Анерт Э. Э., Криштофович А. Н. 1923. Геологический очерк Приморья. В сб. «Приморье, его природа и хозяйство».

Анерт Э. Э. 1925. Подразделение юрских, меловых и третичных отложений Амурской и Приморской провинций и Русского Сахалина. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 38.

Анерт Э. Э. 1928. Богатства недр Дальнего Востока. Изд-во «Книжное дело». Хабаровск — Владивосток.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, серия геол., т. 11, № 4.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и др. 1937. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР.

Асипов А. А., Тарышкина М. П., Надежкина З. Е., Таланова В. П. 1966. О составе силурийских отложений Западного Приморья. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского пояса». Изд. Дальневост. фил. АН СССР. Владивосток.

Ахметьев М. А. 1965а. Новые данные о стратиграфии миоценовых отложений Северо-Восточного Сихотэ-Алиня. «Сов. геология», № 4.

Ахметьев М. А. 1965б. К вопросу о границе между палеогеновой и неогеновой системами на Дальнем Востоке. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

http://jurassica.ru/

Байковская Т. Н. 1956. Верхнемеловые флоры Северной Азии. Тр. Ботанич. ин-та им. Комарова АН СССР, серия 8, вып. 2, М.—Л.

Балакина Л. М. 1959. О распределении напряжений, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Тихого океана. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11.

Баранов А. Ф. 1948. Отчет о результатах геологосъемочных работ в районе нижнего течения р. Кинцухе левобережья р. Тадуши. Тр. Дальневост. фил. АН СССР, серия геол., т. 1.

Баранов А. Ф. 1949. Находка остатков мамонта близ станции Вяземской. «Вопросы географии Дальнего Востока», сб. № 1.

Барановская З. К. 1934. К вопросу о колебаниях береговой линии Амурского залива. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 66, вып. 6.

Барбашинова В. Н. 1965. Палинологические материалы к стратиграфии верхнекайнозойских образований Суйфунской депрессии. Изв. высш. учебн. завед. «Геол. и разв.», № 7.

Барбашинова В. Н. 1966. Спорово-пыльцевые комплексы эоценовых отложений Приморья. Докл. АН СССР, т. 170, № 1.

Баскина В. А. 1965. Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулкано-плутонических формаций. М., изд-во «Наука».

Баскина В. А. 1966. Магматические формации Кавалеровского блока. В сб. «Генетические типы, условия образов. и закономерности размещения месторожд. олова и вольфрама сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток.

Баснин И. В. 1863. О действиях Уссурийской золотопоисковой партии. «Горный журнал», т. 3, № 7.

Батурин Н. П. 1941. Геологическое строение бассейна р. Иман. Госгеолиздат.

Бацевич Л. А. 1897. Геологические наблюдения по побережьям рек Амура и Уссури. «Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д.», вып. 4.

Бевзенко П. Е. 1958. К вопросу о ритмичности осадконакопления на примере верхнетриасовых отложений Южного Приморья. Тр. Дальневост. фил. АН СССР, серия геол., т. 3.

Безруков П. Л., Удинцев Г. Б. 1953. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. Докл. АН СССР, т. 91, № 2.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. 1957. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время. Тр. Комисс. по изучению четвертич. периода, т. 13, М.

Безруков П. Л. 1958. Новейшие исследования донных отложений дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Тр. Океанограф. комиссии, т. 3. М.

Безруков П. Л., Лисицын Л. П., Романкевич Е. А., Скорнякова Н. С. 1961. Современное осадкообразование в северной части Тихого океана. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР.

Белоусов В. В., Рудич Е. М. 1960. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. «Сов. геология», № 10.

Беляевский Н. А. 1948. О геологических исследованиях в пределах Среднего Сихотэ-Алиня в основной ее стратиграфо-тектонической схеме. Изв. Гл. упр. геол. фонда, вып. 6.

Беляевский Н. А., Иициксон М. И., Красный Л. И., Музылев С. А. 1950. Геологическое районирование южной части Дальнего Востока. Сб. ВСЕГЕИ «Материалы по геологии и полезным ископ. Советского Союза».

Беляевский Н. А. 1951. Структурный шов Западного Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 77, № 6.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. 1955. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. Докл. АН СССР, т. 103, № 1.

Беляевский Н. А. 1955. Геологическое положение офиолитовой серии Сихотэ-Алиня. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 2.

Беляевский Н. А., Золотов М. Г., Красный Л. И., Нагибина М. О. 1956. Общие черты геологического строения южной части Дальнего Востока. В кн. «Совещ. по разраб. унифиц. пров. стратигр. схем Дальнего Востока». Хабаровск.

Беляевский Н. А. 1958а. Геологическое районирование СССР. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Беляевский Н. А. 1958б. Сихотэ-Алинская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Баскакова Л. А. 1960. История тектонического развития Сихотэ-Алиня. В кн. «Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток.

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. 1962. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. «Сов. геология», № 7.

http://jurassica.ru/

Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Баскакова Л. А. 1963. Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня. В сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

Бернштейн П. С. 1936. Материалы к петрологии гранитоидов Сихотэ-Алиня. Тр. Дальневосточного геологоразв. треста, вып. 59.

Берсенев И. И. 1956. Схема стратиграфии вулканогенных толщ верхнего мела — кайнозоя Сихотэ-Алиня. В кн. «Совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Дальнего Востока». Тезисы докладов и выступлений. Хабаровск.

Берсенев И. И. 1959. О тектоническом районировании Приморья. Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 10. Владивосток.

Берсенев И. И. 1960. Основные черты тектоники Приморского края. В кн. «Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток

Берсенев И. И. и др. 1960. Путеводитель экскурсии по Приморью участников конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток.

Берсенев И. И. 1961а. Новые данные о строении и возрасте совгаванской свиты Сихотэ-Алиня. «Информ. сб. Прим. геол. упр.», № 2. Владивосток.

Берсенев И. И. 1961б. Стратиграфия четвертичных отложений Приморья. В сб. «Материалы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода», т. 3, Изд-во АН СССР.

Берсенев И. И., Бурьянова И. З., Касьян Е. Д. 1961. Туфолавы Южного Сихотэ-Алиня. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20.

Берсенев И. И. 1962. Итоги геологического изучения Приморья за сорок лет Советской власти. «Сов. геология», № 11.

Берсенев И. И., Морозова В. Ф., Салун С. А., Соколова П. Н., Сохин В. К. 1962. Новые данные по стратиграфии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных отложений Приморья и Среднего Приамурья. «Сов. геология», № 9.

Берсенев И. И. 1963а. Основные черты тектоники Приморского края. В сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

Берсенев И. И. 1963б. Стратиграфия четвертичных отложений Приморья. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4.

Берсенев И. И. 1964а. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 158, № 4.

Берсенев И. И. 1964б. Схема минералогического районирования Приморья. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5.

Берсенев И. И., Неволин Л. А. 1964. Сопоставительные таблицы по протерозою, рифею, карбону и перми. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5.

Берсенев И. И. 1966. Западно-Приморский структурный шов. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. Дальневост. фил. АН СССР. Владивосток.

Библиография Дальневосточного края 1890—1931 гг. 1935. Редакторы А. Н. Асаткин, В. А. Самойлов, М.

Биттнер А. 1899. Окаменелости из триасовых отложений Южно-Уссурийского края. «Тр. Геол. комиссии», т. 7, № 4.

Бобкова Н. Н., Верещагин В. Н., Осыко Т. И., Ренгартен В. П., Сакс В. Н. 1958. Сопоставление главнейших разрезов меловых отложений СССР. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Стратиграфия. Госгеолтехиздат.

Боголепов К. В. 1963. Опыт тектонического районирования и классификации основных послетриасовых структур Сибири и Дальнего Востока. «Геология и геофизика», № 4.

Боголюбский И. И. 1876. Очерк Амурского края, южной части Приморской области и острова Сахалина в геологическом и горно-промышленном отношении.

Бодылевский В. И. 1943. О нижнемеловой фауне Сучанского угленосного района. Докл. АН СССР, т. 91.

Болховитина Н. А., Котова И. Э. 1963. Спорово-пыльцевые комплексы угленосной толщи Суйфунского бассейна на Дальнем Востоке. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Борсук М. О. 1956. Стратиграфия континентальных отложений третичной системы. В кн. «Совещ. по разраб. унифициров. стратигр. схем Дальнего Востока». Тезисы докл. и выступл. Хабаровск.

Бубнов С. 1947. Тектоника Японии и строение Тихоокеанского побережья Восточной Азии. Изв. Гл. упр. геол. фондов, вып. 3, Госгеолиздат.

Буданов В. Н. 1951. О поднятии берегов Приморья. Тр. Ин-та океанологии, т. 6.

Буданов В. И., Владимиров А. Т., Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. 1957. Современные вертикальные движения берегов дальневосточных морей. Докл. АН СССР, т. 116, № 6.

Бураго А. И., Соловьев В. О. 1965. Новые данные по стратиграфии верхней перми Приморья. «Геология и геофизика», № 6.

http://jurassica.ru/

Бурдэ А. И. 1960б. Неогеновые и четвертичные отложения бассейна реки Нанцы. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Бурдэ А. И. 1961а. Интрузии левобережья р. Арму и связь с ними оруденения. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 2. Владивосток.

Бурдэ А. И. 1961б. О некоторых вопросах изучения интрузий. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 2. Владивосток.

Бурдэ А. И. 1963. Структурно-магматические факторы контроля оловянного и полиметаллического оруденения в Арму-Иманском районе. В кн. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

Бурдэ А. И., Высоцкий В. И. 1963. Новые данные об апт.-сеноманских отложениях бассейна реки Кемы и прилегающих частей бассейнов рек Нанцы и Колумбе. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4. Владивосток.

Бурдэ А. И., Неволин Л. А., Соловьев В. О. 1963. Даубихинский разлом. «Советская геология», № 5.

Бурдэ А. И. 1964а. Об автометасоматических изменениях в гранитоидах верхнего течения р. Кемы. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5. Владивосток.

Бурдэ А. И. 1964б. Петрохимические особенности изверженных пород левобережья р. Арму и верховьев р. Кемы. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5. Владивосток.

Бурдэ А. И., Иванов Ю. Г. 1964. О связи разрывной тектоники различных структурных этажей Приморья. «Сов. геология», № 5.

Бурдэ А. И., Мостовой В. К. 1965. Структурно-фациальные зоны средней части Главного синклинория Сихотэ-Алиня. «Геология и геофизика», № 4.

Бурдэ А. И., Иванов Ю. Г. 1966. О структурно-формационном и металлогеническом районировании Главного синклинория Сихотэ-Алиня. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток.

Бурий И. В. 1952. Ствол ископаемого дерева с пневматофорами в третичных отложениях Угловского буроугольного месторождения. Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, вып. 5.

Бурий И. В. 1959. Стратиграфия триасовых отложений Южного Приморья. Тр. ДВПИ, т. 54, вып. 1. Сб. по геологии, петрографии и полезным ископ. Востока СССР. Владивосток.

Бурий И. В., Жарникова Н. К. 1961а. К находке остатков мшанковой фауны в триасовых отложениях Южного Приморья. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 2. Владивосток.

Бурий И. В., Жарникова Н. К. 1961б. Новые данные о распространении среднего триаса в Сихотэ-Алине. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 2. Владивосток.

Бурий И. В., Жарникова Н. К. 1961в. Первые находки остатков фораминифер среди триасовых отложений Южного Приморья. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 2. Владивосток.

Бурий И. В., Жарникова Н. К. 1962. Новые виды триасовых цератитов Дальнего Востока. Сб. статей по палеонт. и биостратигр., вып. 29, НИИГА. Л.

Бурий И. В. 1963. К находке первого верхнетриасового аммонита в Приморье. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4. Владивосток.

Бурилина Л. В. 1956. Литологическая характеристика отложений суйфунской свиты. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 1.

Бурьянова И. З., Надежкин В. И. 1960. Верхнемеловые и кайнозойские эффузивы Южного Сихотэ-Алиня. В кн. «Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток.

Бурьянова И. З., Фаворская М. А. 1961. О происхождении шаровых лав Южного Сихотэ-Алиня. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Бурьянова И. З., Неволина С. И. 1962. К стратиграфии палеогена и неогена Южного Сихотэ-Алиня. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 3. Владивосток.

Быковская Е. В., Изох Э. П. 1958б. Мезозойский и кайнозойский магматизм. Сихотэ-Алинь. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2, Магматизм. Госгеолтехиздат.

Быковская Е. В. 1959. Некоторые третичные эруптивные аппараты Южного Приморья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 8.

Быковская Е. В., Подгорная Н. С. 1959. Стратиграфия и петрология верхнемеловых и третичных вулканогенных образований Ольга-Тетюхинского р-на. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 17.

Быковская Е. В. 1960. Петрохимические особенности мезозойских и кайнозойских вулканических пород восточного склона Южного Сихотэ-Алиня. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 89, вып. 2.

Быковская Е. В., Полевая Н. И., Подгорная Н. С. 1960. Абсолютный возраст мезо-кайнозойских вулканогенных и интрузивных образований Ольга-Тетюхинского района. «Сов. геология», № 5.

Быковская Е. В., Ротман В. К. 1961. Геологическая позиция игнимбритов различных вулканических зон Дальнего Востока. Тр. Симпозиума, посвященного памяти акад. А. Н. Заварицкого. Изд. АН СССР.

http://jurassica.ru/

Быковская Е. В. 1962. К вопросу выделения прибрежной полосы развития вулканических пород Сихотэ-Алиня в самостоятельную структурную зону. Тр. ВСЕГЕИ, т. 73.

Быковская Е. В., Потапова З. П., Соколов Р. П. 1963. История вулканизма южной части Дальнего Востока в позднем мезозое и кайнозое. Сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». М.

Быковская Е. В. 1966. Особенности прошлых и новейших вулканогенных формаций Дальнего Востока СССР. В кн. «Вулканические и вулкано-плутонические формации». Изд-во «Наука».

Варов Б. А. 1960. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приханкайской депрессии. Геолого-геохимические исследования нефтегазоносных областей СССР. Тр. Ин-та геологии и разработки горючих полезн. ископ., т. 1, М.

Васильев Б. И., Лихт Ф. Р. 1961. Новые данные по стратиграфии верхней перми Южного Приморья. Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 14.

Васильев В. Г. 1959. Изучение строения земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. «Новости нефтяной техники. Геология», № 2. М.

Васильев В. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И. и др. 1960. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану в 1958 г. Сейсмические исследования. Сб. статей. Изд. АН СССР.

Вахрамеев В. А. 1959. Нижнемеловые растения с озера Ханка (Приморский край). «Ботанический журнал», т. 44, № 7.

Вахрамеев В. А. 1960. Стратиграфия юрских и нижнемеловых континентальных отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока по данным палеоботаники. «Сов. геология», № 7.

Вдовин Ю. М. 1958. О кайнозойском вулканизме восточного склона Северного Сихотэ-Алиня. Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, № 4.

Векшина В. Н., Царько Е. И. 1966. Комплексы диатомовых водорослей четвертичных отложений Приморья. Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток.

Венюков М. 1859. Обозрение р. Уссури и земель к востоку от нее до моря. Вестн. Русск. геогр. об-ва, т. 25, отд. 2.

Венюков М. 1868. Путешествия по окраинам Русской Азии и записки о них. СПб.

Вербицкая З. И. 1956. Спорово-пыльцевые комплексы меловых отложений Сучанского каменноугольного бассейна. Тр. Лабор. геологии угля, вып. 8. М.—Л.

Вербицкая З. И. 1958. Спорово-пыльцевые комплексы меловых отложений Сучанского каменноугольного бассейна. Тр. Лабор. геологии угля, вып. 8. М.—Л.

Вербицкая З. И. 1962. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Сучанского каменноугольного бассейна. Тр. Лабор. геологии угля, вып. 15. М.—Л.

Вергунов Г. П. 1959. Новые данные по стратиграфии палеозоя бассейна р. Нотто и верхнего течения р. Имана (Южное Приморье). Сообщ. Сахалинского компл. научн.-исслед. ин-та, вып. 7. Южно-Сахалинск.

Верещагин В. Н. 1948. Геологический очерк Сучанского угленосного района. Тр. ДВ Базы АН СССР, серия геол., т. 1.

Верещагин В. Н. 1956. О проявлении нижнемеловой складчатости в Приморье. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3.

Верещагин В. Н. 1957. Об угленакоплении в меловое время. Тр. Лабор. геологии угля, вып. VII. «Материалы II угольного геол. совещ.». Изд. АН СССР.

Верещагин В. Н. 1958. Меловая система. Забайкалье, Дальний Восток и Северо-Восток. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Верещагин В. Н. 1959. Контуры Приморского нижнемелового каменноугольного бассейна. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1.

Верещагин В. Н., Пчелинцев Р. Ф. 1960. Находка актеонелловой фации на Сихотэ-Алине. Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского, вып. 2.

Верещагин В. Н. 1962. Проблема готерива и баррема на Дальнем Востоке. «Советская геология», № 8.

Виттенбург П. В. 1911. Геологический очерк полуострова Муравьева-Амурского и острова Русского. Изв. Геол. ком., т. 30, № 5.

Виттенбург П. В. 1916а. Геологическое описание полуострова Муравьева-Амурского и архипелага императрицы Евгении. Зап. Об-ва по изучению Амурского края, т. 15.

Виттенбург П. В. 1916б. Научные результаты геологической экспедиции общества по изучению Амурского края в 1912 г., Зап. Об-ва по изучению Амурского края, т. 15.

Виттенбург П. В. 1918. Геологические исследования залива Петра Великого. «Изв. Российск. АН, VI серия», т. 12, № 12.

Виттенбург П. В. 1926. Новые данные по геологии Дальнего Востока. «Зап. Мин. об-ва», серия II, ч. 55, № 1.

http://jurassica.ru/

Владимиров А. Т., Медведев В. С. 1959. Исследование по динамике и морфологии берегов Японского и Охотского морей. Тр. Океаногр. комиссии АН СССР, № 4.

Власов Г. М. 1957. Движение береговой линии залива Петра Великого в четвертичное время. В сб. «Вопросы географии Дальнего Востока», № 3.

Власов Г. М. 1957. История кайнозойского вулканизма Тихоокеанских окраин СССР. Материалы XX сессии МГК.

Власов Г. М. 1964. Об изменениях климата в палеогеновое и неогеновое время на территории Дальнего Востока. Докл. АН СССР, т. 157, № 3.

Власов А. Я., Попова А. В. 1964. О положении северного магнитного полюса в конце палеозоя и мезозое по данным палеомагнитных исследований в Приморье. «Геология и геофизика», № 1.

Воларович Г. П., Скороход В. З. 1935. Краткий геологический очерк горной области Сихотэ-Алиня. Тр. Дальневост. геологоразв. треста, вып. 65.

Воларович Г. П. 1939а. Основные фазы складчатости Дальневосточного края. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., т. 2.

Воларович Г. П. 1939б. Значение рудного поля Ольга — Тетюхе и дальнейшие задачи его изучения. Вестн. Дальневост. фил. АН СССР, № 33 (1).

Воларович Г. П. 1944. К палеогеографии мезозоя южной части Дальнего Востока. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Воларович Г. П., Скороход В. З. 1953. Краткий геоморфологический очерк южной области Сихотэ-Алиня. Тр. Дальневост. геологоразв. треста, вып. 65.

Воларович Г. П. 1962. Закономерные размещения золотоносности в Приморье. Тр. Ин-та ЦНИГРИ, вып. 50.

Воларович Г. П. 1963а. Сочленение тихоокеанских и монгольских структур и особенности размещения золотоносных районов в пределах южной части Дальнего Востока. В кн. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

Вологдин А. Г. 1948. О кембрии Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 11, № 5.

Вологдин А. Г., Дроздова Н. А. 1964. Ископаемая синезеленая водоросль в позднедокембрийских отложениях Дальнего Востока. Докл. АН СССР, т. 159, № 3.

Волхонин В. С., Лишневский Э. Н. 1960. К вопросу о природе основных тектонических структур Советского Дальнего Востока в свете геофизических данных. Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, № 9.

Ганешин Г. С. 1956а. О скорости регрессии береговой линии Амурского залива. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3.

Ганешин Г. С. 1956б. Основные этапы истории развития рельефа Приморья. «Материалы по четвертич. геологии и геоморфологии СССР», нов. серия, вып. 1. Госгеолтехиздат.

Ганешин Г. С., Жамойда А. И. 1956. Конусы выноса на Сихотэ-Алине. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3.

Ганешин Г. С. 1957а. Геоморфология Приморья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 4.

Ганешин Г. С. 1957б. Кекуры на побережье Охотского и Японского морей. «Природа», № 8.

Ганешин Г. С. 1957в. Основные вопросы изучения верхнетретичных и четвертичных отложений южной части Дальнего Востока. «Сов. геология», вып. 55.

Ганешин Г. С. 1958. Четвертичная система. Приморье. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Ганешин Г. С. 1959а. Стратиграфия верхнетретичных и четвертичных отложений Сихотэ-Алиня и Приморья. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 2.

Ганешин Г. С. 1959б. Четвертичное оледенение Сихотэ-Алиня. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 2.

Ганешин Г. С., Шилкина И. А. 1959. Ископаемая древесина *Cupressinoxylon cupressoides* Krausel. в осадках суйфунской свиты (Южное Приморье). Докл. АН СССР, т. 126, № 1.

Ганешин Г. С., Смирнов Н. В. 1960. К стратиграфии четвертичных отложений Приморского края и прилегающих территорий. «Геология и геофизика», № 5.

Ганешин Г. С. 1961. Стратиграфия верхнетретичных и четвертичных отложений Сихотэ-Алиня и Приморья. Материалы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. III. М.

Гапеева Г. М. 1954. Щелочная магматическая провинция Приморья. Докл. АН СССР, т. 94, № 3.

Гапеева Г. М. 1957. Анкаратрит-пикриты горы Медвежьей. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 21.

Гапеева Г. М. 1959. Уссурит — особая разновидность щелочных базальтоидных пород. Докл. АН СССР, т. 126, № 1.

Гапеева Г. М. 1960. Эруптивная брекчия Лесозаводска. «Геология и геофизика», № 10.

https://jurassica.ru/

Гапеева Г. М. 1963. Кимберлитоподобные пикриты г. Лесозаводска. «Геология и геофизика», № 4.

Гапеева Г. М. 1964. Щелочные базальтоиды Кировской возвышенности. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 93, вып. 3.

Геер О. 1878. Юрская флора Иркутской губернии и Амурского края. Тр. Сиб. эксп. Русск. геогр. об-ва, геол. часть, вып. 2.

География Приморского края. 1965. Дальневосточное книжное изд-во.

Геологическое строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноугольного бассейна. 1965. Изд. СО АН СССР.

Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. 1963. Сб. статей. Изд. АН СССР.

Геология СССР, т. XIX — Хабаровский край и Амурская обл., 1966 г. Изд-во «Недра».

Гершанович Д. Е. 1951. Особенности современного глубоководного осадконакопления в северной половине Японского моря. «Метеорология и гидрология», № 11.

Гершанович Д. Е. 1954. Некоторые данные о процессах раннего диагенеза в глубоководных осадках Японского моря. Тр. Гос. океаногр. ин-та, № 27.

Гнибиденко Г. С. 1965. О тектонике Ханкайского срединного массива. Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во «Наука».

Гомоюнов К. А. 1927. Гидрогеологический очерк Амурского залива и р. Суйфуна. В кн. «Производительные силы Дальнего Востока», вып. 2.

Готман Я. Д. 1947. Интрузии оловорудных провинций. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 82, серия рудн. м-ний, № 8.

Готман Я. Д., Руб М. Г. 1960. Сравнительная характеристика разновозрастных гранитоидов Южного Приморья и некоторых других оловорудных районов. «Сов. геология», № 2.

Граменицкая Н. А. 1965а. Роль разрывных нарушений при заложении речных долин в Сихотэ-Алинской складчатой области. В сб. «Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Граменицкая Н. А. 1965б. Роль тектонических структур в заложении речных долин на территории южной части Советского Дальнего Востока (Приморье и Сахалин). В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Владивосток.

Грамм М. Н. 1966. К находке остракод цитереллоидеа в анизийском ярусе Приморья. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Грамм М. Н., Жарникова Н. К. 1966. Находка морских остракод в триасовых отложениях Дальнего Востока (Приморский край). Докл. АН СССР, т. 168, № 1.

Грачевский М. М. 1948. Основные черты тектоники и металлогении Тихоокеанского пояса. В сб. «1-я науч.-техн. конф.» (Моск. нефт. ин-т им. Губкина). М.

Громов Ю. Я. 1958а. Стратиграфия синия и кембрия Южного Приморья. «Сов. геология», № 6.

Громов Ю. Я. 1958б. Докембрий. Дальний Восток. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Стратиграфия. Госгеолтехиздат.

Громов Ю. Я. 1959а. Метаморфизованные эффузивы в протерозое Южного Приморья и их геологическое значение. Бюлл. науч.-техн. информ., № 1.

Громов Ю. Я. 1959б. Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского срединного массива. «Сов. геология», № 12.

Громов Ю. Я. 1960. Кайнозойские наложенные мульды Уссури-Ханкайского срединного массива в Южном Приморье, Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 27.

Громов Ю. Я., Громова Н. С. 1960. Стратиграфия угленосных отложений палеогена и неогена Ханкайской межгорной впадины в Южном Приморье. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 38.

Громов Ю. Я., Путинцев В. К. 1961. Основные черты геологии докембрия юга Дальнего Востока СССР и прилегающих территорий. Докл. АН СССР, т. 138, № 6.

Громова В. И. 1960. Первая находка в Советском Союзе аминодонтов. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. 71.

Гуревич В. М., Тимошин А. И. 1966. Некоторые особенности магматизма бассейна среднего течения р. Фудзин. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 6.

Гурулев Ю. Т., Пальгуева М. Ф. 1964. Новые данные о юрских отложениях Тетюхинского района. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5.

Данилович В. Н. 1932. Породы четвертичной базальтовой магмы бассейна верховьев р. Даубихе в области Южного Сихотэ-Алиня. «Зап. Минер. об-ва», ч. 61, № 2.

Денисов Е. П. 1959. К вопросу об образовании низменных берегов Южного Приморья. Сообщения Дальневост. фил. АН СССР, вып. 10. Владивосток.

Денисов Е. П. 1960а. Новые данные о базальтах Приморского края. «Геология и геофизика», № 12.

http://jurassica.ru/

Денисов Е. П. 1960б. Особенности верхнекайнозойского вулканизма юга Дальнего Востока и его связь с региональными структурами. Материалы к Первой Всес. конфер. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток.

Денисов Е. П. 1960в. К вопросу о стратиграфии верхнекайнозойских образований Юго-Западного Приморья. Сообщения Дальневост. фил. АН СССР, вып. 12.

Денисов Е. П., Никонова Р. И. 1960. Некоторые вопросы неотектоники Южного Приморья и прилегающих районов. Бюлл. МОИП, отд. геол., том 35, вып. 2.

Денисов Е. П. 1961. О возрасте покровных базальтов Южного Приморья. Докл. АН СССР, т. 136, № 1.

Денисов Е. П. 1965а. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Изд. ДВФ СО АН СССР. Владивосток.

Денисов Е. П. 1965б. О правомерности выделения вулканических циклов в послегеосинклинальный период развития территории Приморья. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. ДВФ СО АН СССР. Владивосток.

Дервиз В. М. 1918. Наблюдения в Ольгинском железорудном районе Приморской обл. Изв. Геол. ком., т. 35, № 1.

Дилакторский Н. Л. 1933. Краткое петрографическое описание горных пород, собранных в 1931 г. Нижнеамурской экспедицией. Тр. СОПС АН СССР, серия Дальнего Востока, вып. 1.

Динер К. 1895. Триасовые фауны цефалопод Приморской области в Восточной Сибири. Тр. Геол. ком., т. 14, № 3.

Домбровский Б. С. 1926. Геологические наблюдения на полуострове Басаргина в окрестностях г. Владивостока. Тр. Дальневост. гос. ун-та, серия 9, № 2.

Домбровский Б. С. 1926. К вопросу о возрасте горизонта с *Taonurus* и *Spirophyton* на п-ове Муравьева-Амурского. Тр. Дальневост. гос. ун-та, серия 9, № 1.

Доценко Л. И. 1959. Известняки южной части дальневосточного Приморья. Сб. по геологии, петрографии и полезным ископ. Востока СССР. Тр. ДВПИ, т. 54, вып. 1.

Дьяконова-Савельева Е. Н. 1934. К петрографии Уссурийского края. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 6.

Евланов Ю. Б., Мельник Н. Г. 1963. Новые данные по стратиграфии среднетриасовых отложений Южного Приморья. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4.

Евсеев К. П. 1958а. Палеогеновая система. Дальний Восток. (Материковая часть). В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Стратиграфия. Госгеолтехиздат.

Евсеев К. П. 1958б. Неогеновая система. Дальний Восток. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 1. Стратиграфия. Госгеолтехиздат.

Елиашевич М. К. 1922. Возраст и качество Южно-Уссурийских ископаемых углей. Изв. Южно-Уссур. отд. Русск. Геогр. об-ва, № 4.

Елиашевич М. К. 1928. О перми и нижнем триасе в Южно-Уссурийском крае. «Геол. вестник», т. 6, № 1—3.

Елисеева В. К., Соснина М. И. 1952. Новые данные о верхней перми хребта Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 82, № 6.

Елисеева В. К. 1959. Стратиграфия и палеогеография карбона и перми Сихотэ-Алиня. «Сов. геология», № 5.

Елисеева В. К. 1962. Новые данные о стратиграфии и палеогеографии морских пермских отложений Южного Приморья. «Сов. геология», № 10.

Елисеева В. К., Радченко Г. П. 1964. Стратиграфия пермских континентальных и вулканогенных образований Южного Приморья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 107.

Еременко Г. К., Макухина И. П. 1962. Новые данные о щелочном магматизме Сихотэ-Алиня. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 3.

Жамойда А. И. 1958. Руководящие комплексы и некоторые особенности фауны радиолярий верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Ольга-Тетюхинского р-на, Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 5.

Жамойда А. И., Подгорная Н. С., Соснина М. И. 1958. О нижнекаменноугольных отложениях Сихотэ-Алиня (бассейн р. Аввакумовки). Докл. АН СССР, т. 118, № 6.

Жамойда А. И. 1959. Новые данные о среднекаменноугольных и меловых отложениях бассейна р. Аввакумовки (Сихотэ-Алинь). «Сов. геология», № 11.

Жамойда А. И. 1960. Мезозойские комплексы радиолярий Сихотэ-Алиня и нижнего Приморья и их стратиграфическое значение. Докл. АН СССР, т. 135, № 1.

Жузе А. П. 1952. К истории диатомовой флоры озера Ханка. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 51.

Жузе А. П. 1953. Ископаемая и современная флора диатомовых озера Ханка. В сб. «Материалы по физ. географии юга Дальнего Востока». Изд. АН СССР.

Жузе А. П. 1959. О палеогеографии дальневосточных морей (по материалам диатомового анализа донных отложений). В кн. «Вопросы биостратиграфии континентальных толщ». Тр. III сессии ВПО. Госгеолтехиздат.

http://jurassica.ru/

Жузе А. П. 1960. Морские диатомовые водоросли неогенового возраста. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 6. Госгеолтехиздат.

Жузе А. П. 1961. Морские диатомовые миоценового и плиоценового возраста Дальнего Востока. Ботан. материалы отд. споровых растений Ботан. ин-та АН СССР, т. 14.

Забелина М. М. 1953. Диатомовые водоросли и кремнистые жгутиковые илов залива Петра Великого Японского моря. Сб. ЛГУ.

Залесский М. Д. 1929. Пермские растения с реки Малой Сицы в Сучанском районе. Изв. АН СССР, серия 7, № 2.

Залищак Б. Л., Толок А. А., Рачинская И. П., Кулдошин В. М. 1960. Щелочные породы Приморья. Материалы Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток.

Залищак Б. Л., Толок А. А. 1962. Некоторые данные о закономерностях пространственного размещения формаций щелочных пород Дальнего Востока и типы минерализации, связанной с ними. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 3.

Залищак Б. Л., Толок А. А., Кулдошин В. М., Рачинская И. П. 1963. Щелочные породы Приморья. Сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

Зауэр В. В. и др. 1952. Олигоценовая флора и растительность Приморского края по данным спорово-пыльцевого анализа. В кн. «Палеонтология и стратиграфия». Госгеолиздат.

Захаров Ю. Д. 1963а. Новые данные о возрасте габброидов Сергеевского массива. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4.

Захаров Ю. Д. 1963б. Сеноман-туронские (?) отложения левобережья низовьев р. Сучан. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4.

Захаров Ю. Д. 1965. Аммоноидеи и их зависимость от фаций на примере зоны Owenitan оленекских отложений Южного Приморья. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Зверев С. М., Тулина Ю. В., Лившиц М. Х., Грикова Ю. А. 1957. Новые данные о строении земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. В сб. «Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке». Изд-во «Наука».

Зенкевич Н. Л. 1959а. Новые данные о рельефе дна Японского моря. Изв. АН СССР, серия геогр., № 3.

Зенкевич Н. Л. 1959б. Геоморфологическая карта дна Японского моря. М-б 1 : 2 000 000. Л.

Зимин С. С., Размахнин Ю. Н. 1961. К оценке интрузивов базитов и гипербазитов юга Дальнего Востока при поисках месторождений полезных ископаемых. Информ. сб. Прим. геол. упр. № 2. Владивосток.

Зимин С. С. 1963. Типы рудоносных интрузивов базитов и гипербазитов юга Дальнего Востока. В кн.: «Геология и металлогения Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР.

Зимина В. Г. 1962. Некоторые данные о комплексе спор кембрийских отложений Приморского края. Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 16.

Зимина В. Г. 1965а. Верхнепермские спорово-пыльцевые комплексы Лаоелин-Гродековской складчатой зоны и их значение для изучения флоры. Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 24.

Зимина В. Г. 1965б. Первая находка *Glossopteris* и *Gangamopteris* в пермских отложениях Южного Приморья. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Золотов М. Г. Связь золотого оруденения с магматическими породами среднего состава мезозойских вулканических зон материковой части Дальнего Востока. «Сов. геология», № 7.

Иванов Б. А. 1960а. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. «Сов. геология», № 10.

Иванов Б. А. 1960б. Некоторые вопросы палеонтолого-стратиграфического изучения Сихотэ-Алиня. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Иванов Б. А. 1961. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиня. Иркутск.

Иванов Б. А. 1962а. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). Докл. АН СССР, т. 138, № 4.

Иванов Б. А. 1962б. О границе герцинской складчатости и наличии широкого структурного шва в Южном Сихотэ-Алине. «Сов. геология», № 2.

Иванов Б. А., Надежкина З. Е. 1962. Новые данные о возрасте больших габброидных интрузий Сучанского района (Южное Приморье). Информ. сб. Прим. геол. упр., № 3. Владивосток.

Иванов Б. А., Бурдэ А. И., Бурьянова И. З., Лихт Ф. Р. 1963. Интрузии Южного Приморья. В кн. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

http://jurassica.ru/

Иванов Б. А. 1963а. Некоторые общие предположения, основанные на видимой связи гранитоидных интрузий с центральным Сихотэ-Алинским разломом (сдвигом). Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4. Владивосток.

Иванов Б. А. 1963б. Схема проявления разновременных деформаций в Приморье. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4. Владивосток.

Иванов Б. А. 1964а. К стратиграфии мела Южного Сихотэ-Алиня. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 4.

Иванов Б. А. 1966. Главные особенности магматической деятельности на разных этапах геологического развития Южного Сихотэ-Алиня. «Геология и геофизика», № 3.

Иванов Д. В. 1897. Основные черты оро-геологического строения хребта Сихотэ-Алинь. Зап. Приамур. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 1, вып. 3.

Иванов Д. В. 1898. Хребет Сихотэ-Алинь. Орографический и геологический очерк по данным, собранным в 1894—1896 гг. В кн.: «Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д.», вып. 16.

Иванов Д. Л. 1891. Из отчетов заведующего Южно-Уссурийской горной экспедицией. «Горный журнал», т. 3, № 8.

Иванов Д. Л. 1895а. Доклад о горной промышленности. Тр. III Хабаровского съезда, прилож. 33.

Иванов Д. Л. 1895б. Краткий предварительный отчет по работам Южно-Уссурийской горной экспедиции в 1893 г. «Горный журнал», т. 1, № 3.

Иванов Д. Л. 1895в. Триасовые отложения Южно-Уссурийского края. Тр. Геол. ком., т. 14, № 3.

Иванов М. М. 1897. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Северно-Уссурийском крае. В кн. «Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д.», вып. 4.

Иванов Ю. Г., Томашунас Э. В., Олейник Ю. Н. 1960. К стратиграфии кембрия Южного Приморья. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Иванов Ю. Г. 1961. О возрасте гранитоидов Приханкайского района. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 2. Владивосток.

Иваньев Л. Н. 1952б. Раковинные кучи Приморского края. Краткие сообщения Ин-та истории материальной культуры, вып. 20—47.

Изох Э. П., Колмак Л. Н., Наговская Г. И., Русс В. В. 1957. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 21.

Изох Э. П. 1960а. Схема расчленения интрузий Северного Сихотэ-Алиня и ближайших районов левобережья р. Амура. Докл. АН СССР, т. 134, № 1.

Изох Э. П. 1960б. Основные черты металлогении Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. В кн. «Материалы Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2, Владивосток.

Изох Э. П. 1961. О роли разломов глубинного заложения в пространственном размещении интрузий (на примере некоторых р-нов Дальнего Востока). «Сов. геология», № 4.

Истомин Ю. В. 1959. Японское море. Географиздат.

Ициксон М. И. 1953. Основные черты металлогении южной части Советского Дальнего Востока. «Сов. геология», № 2.

Ициксон М. И. 1956. О времени и месте проявления оловоносности в истории развития геосинклинальных областей. В кн. «Материалы совещ. геологов Восточной Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъемочных и поисковых работ». Чита.

Ициксон М. И. 1958. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях. «Сов. геология», № 1.

Ициксон М. И., Красный Л. И. 1959. Геотектонические особенности мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. Проблемы вулканизма. В кн. «Материалы к Первому Всес. вулканол. совещ. АН Арм. ССР». Ереван.

Ициксон М. И., Красный Л. И. 1962. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. Сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР.

Ициксон М. И. 1963 Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. «Геология рудных м-ний», № 2.

Ициксон М. И., Музылев С. А. 1963. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 85.

Ициксон М. И. 1964. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. «Сов. геология», № 1.

Ициксон М. И. 1966. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточноазиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР. «Сов. геология», № 1.

http://jurassica.ru/

Казанский В. И. 1961. О размещении верхнемезозойских гранитоидных интрузивов и очертаниях рудоносных площадей в Тихоокеанском рудном поясе. «Геология рудных м-ний», № 4.

Калишевич О. К., Красилов В. А. 1965. Нижнемеловые отложения западного берега оз. Ханка и их ископаемая флора. Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 24.

Каплан М. Е. 1966. Новые данные о пирокластическом материале в триасовых отложениях Южного Приморья. «Сов. геология», № 9.

Каплан М. Е. 1966. Конкреции триасовых отложений Южного Приморья. «Литология и полезные ископаемые», № 5.

Карасев М. С. 1962. Новые данные по палеографии Юго-Западного Приморья во время отложения суйфунской свиты. Докл. АН СССР, т. 144, № 5.

Карасев М. С. 1963а. Новые данные по палеогеографии Юго-Западного Приморья в верхнем миоцене — плиоцене. Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 20.

Карасев М. С. 1963б. Тектоника Суйфунской кайнозойской впадины. Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 20.

Карасев М. С., Худяков Г. И. 1966. О геоморфологической роли литологии горных пород на территории Приморья. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Карпинский А. П. 1888. Исследования г. Маргаритова в Приморской области. Изв. Геол. ком., т. 21.

Карпинский А. П. 1941. Заметки о некоторых горных породах Приморской и Амурской области. Собр. соч., т. 3. Изд. АН СССР.

Кигай В. А. 1957. О некоторых закономерностях формирования даек порфиритов в гранитном массиве бухты Тавайза (Южное Приморье). Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Кигай В. А. 1961. О некоторых туфолавах Тетюхинского района. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 20.

Кипарисова Л. Д. 1937. О возрасте известняков рудника Тетюхе в Южно-Уссурийском крае. Сб. «Материалы ЦНИГРИ», № 3.

Кипарисова Л. Д. 1938а. Нижнетриасовые пластинчатожаберные Уссурийского края. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 7.

Кипарисова Л. Д. 1938б. Верхнетриасовые пластинчатожаберные Сибири (арктической и субарктической областей Уссурийского края и Забайкалья). Монографии по палеонтологии СССР, т. 47, вып. 1, ОНТИ НКТП.

Кипарисова Л. Д. 1945. К стратиграфии нижнего триаса Южно-Уссурийского Приморья. Докл. АН СССР, т. 49, № 6.

Кипарисова Л. Д. 1954. Полевой атлас характерных комплексов фауны и флоры триасовых отложений Приморского края. Госгеолтехиздат, М.

Кипарисова Л. Д. 1956б. Род *Anaxenaspis* Kipar. gen. nov. Материалы по палеонтологии. В кн. «Новые семейства и роды». Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 12.

Кипарисова Л. Д. 1956в. Род *Discoproptychites* Kipar. gen. nov. Материалы по палеонтологии. В кн. «Новые семейства и роды». Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 12.

Кипарисова Л. Д. 1958а. Триасовая система Дальнего Востока. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Стратиграфия. Госгеолтехиздат.

Кипарисова Л. Д. 1958в. Сопоставление стратиграфических схем триаса стран Тихоокеанского побережья. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1.

Кипарисова Л. Д. 1960а. Новая позднетриасовая *Terquemia* Сихотэ-Алиня. В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. 2. Госгеолтехиздат.

Кипарисова Л. Д. 1960б. Новые раннетриасовые наутилус и просфингит Южного Приморья. В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», ч. 2. Госгеолтехиздат.

Кипарисова Л. Д. 1961. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края, ч. 1. Головоногие моллюски. Тр. ВСЕГЕИ, т. 48.

Кириллов А. А. 1948. Геологическое строение верховьев рек Сандагоу и Янмутьхоузы. Тр. Дальневост. базы АН СССР, серия геол., т. 1.

Кленова М. В., Гершанович Д. Е. 1953. Глубоководные фации осадков Японского моря. Докл. АН СССР, т. 1, № 5.

Козлов А. И. 1924а. Геологическая съемка в зап. части Верхне-Суйфунского угленосного бассейна. Изв. Геол. ком., т. 43, № 2.

Козлов А. И. 1924б. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Верхне-Суйфунском угленосном районе в 1923 г. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 35.

Козлов А. И. 1925. Верхне-Суйфунский каменноугольный бассейн. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 37.

http://jurassica.ru/

Козлов А. И. 1929. Геологические исследования на зап. берегу Амурского залива и разведочные работы в Суйфунском районе. Отчет Геол. ком. за 1926—1927 гг. Л.

Козлов А. И. 1930. Маршрутные исследования по градусной съемке листа Сидими-Никольск в Южно-Уссурийском крае. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 57.

Козлов И. Г. 1936. Геологические исследования в районе бассейна р. Хора. Отчет Нефтяного ин-та за 1935 г.

Колбин М. Ф., Шехоркина А. Ф., Шехоркин И. А. 1959. Карст в Южном Приморье. Докл. АН СССР, т. 128, № 3.

Колбин М. Ф. 1960. О следах оледенения на Самурском хребте (Приморский край). Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 12.

Колбин М. Ф., Смирнов А. М., Шехоркина А. Ф., Шехоркин И. А. 1960. Кембрийские и докембрийские отложения Южного Приморья и сопредельных территорий. МГК XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 8. Изд. АН СССР.

Колесников Б. П. 1939. Вечная мерзлота на Сихотэ-Алине. Вестн. Дальневост. фил. СО АН СССР, № 33 (1).

Колесников Б. П. 1953. Материалы к орографии и орографическому районированию Приморского края. В сб. «Материалы по физ. геогр. юга Дальнего Востока». Изд. АН СССР.

Колесников Б. П. 1958. Природное районирование Приморского края. В сб. «Материалы по физ. геогр. юга Дальнего Востока». Изд. АН СССР.

Коновалов В. П. 1962. К вопросу о состоянии изученности нижнемеловых тригониид Южного Приморья. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 3.

Коновалов В. П. 1964. К вопросу о пограничных слоях между сучанской и коркинской сериями в Сучанском каменноугольном бассейне. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5.

Копаев Ю. Е., Асипов А. А., Тарышкина М. П. 1966. Геологическое строение и литологические особенности меловых отложений Борисовского поднятия Суйфунской синклинальной зоны. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., Негрей Е. В., Полквой О. С., Руб М. Г., Сморчков И. Е., Шипулин Ф. К. 1960. Гранитные формации малых глубин. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. Изд. АН СССР.

Коренбаум В. С., Ромадин И. А., Колбин М. Ф. 1963. Распространение кор выветривания в Приморье и связь с ними полезных ископаемых. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4. Владивосток.

Коренбаум В. С., Федчина Г. Н. 1963. Некоторые закономерности пространственного размещения пегматитовых полей Приморья. В кн. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

Коренбаум В. С., Овсянников Н. В., Тащилкин В. А. 1964. Кора выветривания палеозойских гранитоидов и продукты ее переотложения — возможные источники стекольного сырья. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5.

Корж М. В. 1957а. К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Южного Приморья. Докл. АН СССР, т. 115, № 6.

Корж М. В. 1957б. Палеогеография триасового периода в Южном Приморье. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6.

Корж М. В. 1958. Конкреции и конкреционные образования триасовых отложений Южного Приморья. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 9.

Корж М. В. 1959. Петрография триасовых отложений Южного Приморья и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР. М.

Корж М. В. 1960. Литологическая характеристика триасовых отложений Южного Приморья. В сб. «Материалы по стратиграфии и литологии мезозойских отложений. Дальнего Востока». Магадан.

Коровин М. К. 1956. Геологические исследования по трассе Сибирской железной дороги в конце XIX и начале XX века. Очерки по истории геол. знаний, вып. 5. М.

Королев Д. Ф., Буцык Л. А. 1965. К минералогическому изучению кайнозойских отложений Приморья. Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 24.

Короткий А. М. 1965. Генетические типы современного аллювия рек Южного Приморья. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Короткий А. М., Никонова Р. И. 1965. К вопросу об истории формирования долин рек Улахе, Даубихе, Шетухе. В кн. «Вопросы геоморфологии и морфотектоники южн. части Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Короткий А. М. 1966. К вопросу о происхождении покровных суглинков в Приморье. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

http://jurassica.ru/

Косев Б. Ф. 1950. Новые данные о вечной мерзлоте в Сихотэ-Алине. Тр. Ин-та мерзлоты, т. 7.

Косминская И. П. 1961. Строение земной коры глубоководных впадин Черного, Каспийского, Японского, Охотского и Берингова морей по сейсмическим данным. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Башарина Н. П., Берзин Н. А., Боголепов К. В., Боровиков А. М., Волонтэй Г. М., Матвеевская А. Л., Органова Н. М., Парфенов Л. М., Соловьев В. А., Юнов А. Ю. 1964. Опыт объемного районирования земной коры на примере Сибири и Дальнего Востока. «Геология и геофизика», № 5.

Кочегура В. В. 1960. Палеомагнитная возрастная корреляция горных пород. Материалы годичной сессии Уч. Совета по результатам работ 1958 г. Л.

Кочегура В. В., Шолпо Л. Е. 1960. Палеомагнитные исследования дальневосточных базальтов. Уч. зап. ЛГУ, серия физ. и геол. наук, вып. 12, № 286.

Кошман М. М. 1964. Третичная флора Бикинского буроугольного месторождения. «Ботан. журнал», т. 49, вып. 2.

Красилов В. А. 1961. Новые данные о меловой флоре Среднего Сихотэ-Алиня. «Палеонт. журнал», № 3.

Красилов В. А. 1964. Новые голосеменные из нижнего мела Приморья. «Палеонт. журнал», № 1.

Красилов В. А. 1965а. Араукариевые из нижнего мела Приморья. «Палеонт. журнал», № 2.

Красилов В. А. 1965б. Стратиграфия и ископаемая флора нижнемеловых отложений Суйфунского каменноугольного бассейна. «Геология и геофизика», № 1.

Красилов В. А. 1965в. Новые находки покрытосеменных растений в нижнемеловых отложениях Приморья и их значение для стратиграфии. Докл. АН СССР, т. 160, № 6.

Красилов В. А. 1965г. Стратиграфия и палеофлористическая характеристика нижнего мела Южного Приморья. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Красилов В. А. 1965д. Новые хвойные из нижнемеловых отложений Приморья. «Ботан. журнал», т. 50, вып. 10.

Красный Л. И., Смирнов А. М. 1957. Геолого-структурная схема Дальнего Востока СССР и сопредельных с юга территорий. Докл. АН СССР, т. 117, № 3.

Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Воларович Г. П. 1960. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении. Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток.

Красный Л. И., Полевая Н. И. 1960. Абсолютный возраст некоторых магматических пород Дальнего Востока. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, проблема 3.

Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Воларович Г. П. 1963. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. В кн. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

Кривицкий Л. В., Николаев С. Я. 1948. Геологическое строение бассейна р. Нотто. Тр. Дальневост. базы АН СССР, серия геол., т. 1.

Криволуцкий В. Н., Органова Н. М., Петраченко Е. Д. 1960. Развитие Лаоелин-Гродековского геосинклинального прогиба. В кн. Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток.

Криштофович А. Н. 1910. Юрские растения Уссурийского края. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 56.

Криштофович А. Н. 1916. Материалы к познанию юрской флоры Уссурийского края. Тр. Геол. и минер. музея. Петра Великого. Росс. Ак. наук, т. 11, вып. 4. Петроград.

Криштофович А. Н. 1917. Материалы к познанию юрской флоры Уссурийского края. Зап. Об-ва изуч. Амурского края, т. 16, ч. 2.

Криштофович А. Н. 1920. Что сделано Россией для исследования геологии и недр Дальнего Востока. «Русский Дальний Восток», № 3, Токио.

Криштофович А. Н. 1921а. О третичной флоре бухты Посьет, собранной Э. Э. Анертом в 1919 г. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 11.

Криштофович А. Н. 1921б. Третичные растения с р. Амагу Приморской области, собранные А. Г. Кузнецовым. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 15.

Криштофович А. Н. 1921в. Открытие эквивалентов нижнеюрских пластов Тонкина в Уссурийском крае. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 22.

http://jurassica.ru/

Криштофович А. Н. 1923а. Материалы к третичной флоре Дальнего Востока, Азии. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 13.

Криштофович А. Н. 1923в. Успехи геологических исследований на Дальнем Востоке за 1918—1922 гг. В сб. «Приморье, его природа и хозяйство». Владивосток.

Криштофович А. Н., Глуздовский П. Н. 1923г. Геологический очерк Приморья. Изд. Владивостокск. отд. «Госкниги».

Криштофович А. Н. 1923д. *Pleuromeia sternbergii* Munst. и *Hausmannia ussuriensis* n. sp. из мезозойских отложений Южно-Уссурийского края. Изв. АН СССР, серия 6, т. 17, № 1—18.

Криштофович А. Н. 1924. Экскурсия в ближайших окрестностях Владивостока. Изв. Геол. ком., т. 43, № 2.

Криштофович А. Н. 1925а. Растения с реки Амагу. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 37.

Криштофович А. Н. 1925б. Геологические исследования берегов залива Петра Великого от бухты Посьета до мыса Сысоева и прилегающей части берега Японского моря до бухты Абрек с островами Путятин и Аскольд. Изв. Геол. ком., т. 49, № 2.

Криштофович А. Н., Павлов М. А. 1928. Открытие аптских слоев, охарактеризованных флорой двудольных, в Сучанском районе. Вестн. Геол. ком., т. 3, № 8.

Криштофович А. Н. 1929а. Библиографический список трудов по геологии Дальнего Востока и Тихого океана. Бюлл. Тихоок. ком. АН СССР, № 1.

Криштофович А. Н. 1929б. Открытие древнейших двудольных покрытосеменных и эквивалентов потомакских слоев на Сучане в Уссурийском крае. Изв. Геол. ком., т. 48, № 9.

Криштофович А. Н. 1930. Основные черты развития третичной флоры Азии. Изв. Главн. бот. сада, т. 29, вып. 3—4.

Криштофович А. Н. 1932а. Геологический обзор стран Дальнего Востока. М.—Л., Геолразведиздат.

Криштофович А. Н. 1932б. Третично-четвертичная граница и ближайшие задачи изучения четвертичных образований Дальнего Востока. Тр. ВГРО, вып. 225.

Криштофович А. Н., Принада В. Д. 1932. Материалы к мезозойской флоре Уссурийского края. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 22.

Криштофович А. Н. 1933. Ангарская свита. Байкальский отдел. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 326, Л.

Криштофович А. Н., Принада В. Д. 1934. Определитель мутухинской флоры. Л.

Криштофович А. Н. 1935. Новые данные о меловой флоре Сев. Америки в связи с флорами Дальнего Востока. Ежегодн. Русск. палеонт. об-ва, т. 10.

Криштофович А. Н. 1937. Новые данные о третичной флоре Ново-Киевска и других мест Уссурийского края. Ежегодн. Русск. палеонт. об-ва, т. 11.

Криштофович А. Н. 1938. Краткий очерк орографии, тектоники и стратиграфии Дальневосточного края. В кн. «Материалы по геологии Дальнего Востока», вып. 1.

Криштофович А. Н. 1939а. Новые находки ископаемых флор на Дальнем Востоке, как вехи стратиграфии. Сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву, т. 2. Изд. АН СССР.

Криштофович А. Н. 1939б. Третичные растения с верховий р. Сидеми в Посьетском районе Приморской области. Сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву, т. 2. Изд. АН СССР.

Криштофович А. Н. 1946а. К истории третичного периода Дальнего Востока. Материалы ВСЕГЕИ, общ. серия, № 7.

Криштофович А. Н. 1946б. Миоценовые растения суйфунской свиты Уссурийского края. «Ботан. журн.», № 4.

Криштофович А. Н. 1947. Успехи геологического изучения Дальнего Востока. В сб. «Советская геология за 30 лет». Госгеолиздат.

Кропоткин П. Н., Салун С. А. 1948. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя Юго-Восточного Приморья. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Кропоткин П. Н. 1949. Новые данные по стратиграфии кембрия и протерозоя Восточной Азии. Докл. АН СССР, т. 69, № 2.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Салун С. А. 1953. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока. Материалы по геологии и магматизму Дальнего Востока и Забайкалья, т. 2.

Кропоткин П. Н. 1954а. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1, М.

Кропоткин П. Н. 1954б. Докембрий Приморского края и южной части Хабаровского края. Материалы Лабор. геологии докембрия, вып. 2.

Кропоткин П. Н. 1955. К вопросу о поясной зональности оруденения в древних складчатых областях. «Советская геология», № 43.

Кропоткин П. Н. 1956. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

http://jurassica.ru/

Кропоткин П. Н., Власов Г. М. 1960. Островные дуги и периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса. В кн. «Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток.

Кропоткин П. Н., Шахварства К. А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Наука».

Круглов М. В. 1930. Остатки Nautiloidea в верхнем палеозое Уссурийского края. Зап. Минералог. об-ва, ч. 59, № 1.

Крымгольц Г. Я., Пчелинцева Г. Т. 1958. Сопоставление главнейших разрезов юрских отложений СССР. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Кулинич Р. Г., Толмачева Л. С., Жуковская А. В. 1965. Элементы тектоники Ханкайского массива и его обрамления (по геофизическим данным). В сб. «Восьмая конф. молодых ученых Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Кульжинская-Воронец Н. С. 1937. Представители родов *Trigonia* и *Inoceramus* из юрских отложений Южно-Уссурийского края. «Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока», № 67.

Куприенко М. Г., Худолей К. М. 1960. Новые данные по стратиграфии юрских отложений западного склона Среднего Сихотэ-Алиня. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 38.

Куренцов А. И. 1959. Животный мир Приамурья и Приморья. Хабаровск.

Кучук В. В. 1963. Некоторые сведения о глубинном геологическом строении Приморского края по геофизическим данным. Сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

Кущев С. Л. 1947. Геоморфологическое районирование Дальнего Востока. Сб. «Геоморфологическое районирование СССР». Изд. АН СССР.

Лаврова А. П. 1947. Физико-географический обзор Приморского края. Владивосток.

Лазарев А. З. 1939а. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., т. 2.

Лазарев А. З. 1939б. Допалеозой Дальневосточного края СССР. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., т. 2.

Лебедева Н. А. 1956. Геоморфологические условия образования россыпей в западной части Южного Приморья. Тр. ИГЕМ, вып. 3.

Лебедева Н. А. 1957. Геоморфология, неогеново-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья. Тр. Комиссии по изуч. четверт. периода (АН СССР), вып. 13.

Леликов Е. П. 1964. Сино-кембрийские (байкальские) граниты северной части Ханкайского массива. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5.

Либрович Л. С. 1958а. Каменноугольная система Сихотэ-Алиня и Приморья. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Ливеровский Ю. А., Колесников Б. П. 1949. Природа южной половины Советского Дальнего Востока (физико-геогр. характеристика). Географгиз.

Линдер Н. А. 1961. Землетрясения Дальневосточной зоны. «Землетрясения в СССР». М. Изд-во АН СССР.

Липкин Ю. С., Черкасская М. И. 1964. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений юга Ханкайского массива. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5.

Липкин Ю. С. 1966. Некоторые особенности строения Ханкайского массива и история его формирования. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Липкина М. И. 1966. Краткая литологическая характеристика среднего рифея юга Ханкайского массива. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Липман Р. Х. 1952а. Новые данные о возрасте кремнистых пород Дальнего Востока на основании определения радиолярий. Докл. АН СССР, т. 86, № 2.

Липман Р. Х. 1952б. Новые данные о радиоляриях Дальнего Востока. Сб. ВСЕГЕИ «Палеонтология и стратиграфия».

Ли Сы-Гуан. 1952. Геология Китая. Изд-во иностр. лит.

Лихарев Б. К. 1958а. Пермская система. Приморье. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат.

Лихарев Б. К. 1960. О верхнепермских брахиоподах Южного Приморья и некоторых одновозрастных фаунах других районов Восточной Азии. Докл. АН СССР, т. 132, № 2.

Лихарев Б. К. 1961. О границе между отделами перми в главных разрезах Южной Европы и Южной Азии. «Сов. геология», № 3.

Лихт Ф. Р. 1961. Новая находка флоры двудольных и нижнемеловых отложений Сучана. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 2. Владивосток.

Лобанова О. В. 1961. Пермские пелециподы Гродековского района Западного Приморья. Сб. ВСЕГЕИ. по палеонт. и биостратигр., вып. 25.

http://jurassica.ru/

Лови Б. И. 1958. Докембрийский магматизм. Южная часть Дальнего Востока. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат.

Лови Б. И., Кириков Д. А. 1958. Нижнепалеозойский магматизм. Дальний Восток. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат.

Лопатин И. А. 1854. Обзор южной части Приморской области Восточной Сибири за р. Суйфуном. Зап. Вост.-Сиб. отдела имп. Русск. геогр. об-ва.

Маак Р. 1859. Путешествие на Амур, совершенное по поручению Сибирского отд. Русск. геогр. об-ва, в 1855 г., 1 том с атласом. СПб.

Маак Р. 1861. Путешествие по долине р. Уссури. СПб.

Максимова З. А., Органова Н. М. 1959. Первая находка остатков девонской фауны в Западном Приморье. Докл. АН СССР, т. 128, № 3.

Малеев Е. Ф. 1938. Пепловые туфы Суйфунского бассейна. Вестн. Дальневост. фил. АН СССР, № 28(1).

Малеев Е. Ф. 1946. Древние вулканы Амурско-Уссурийской низменности. «Природа», № 2.

Малеев Е. Ф. 1949. О Барановском вулкане в Амурско-Уссурийской депрессии. Тр. Лабор. вулканологии и Камчатской вулканол. станции, вып. 6.

Малеев Е. Ф. 1957. О суйфунской свите и возрасте базальтов Южного Приморья. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

Малеев Е. Ф. 1958. Туфогенная фация суйфунской свиты и закономерности распределения в ней полезных ископаемых. Тр. Дальневост. фил. АН СССР, серия хим., вып. 3.

Малявкин С. Ф. 1910. Геологические исследования в районе узкоколейной части Сучанской ж. д. Изв. Геол. ком., т. 29, № 5—6.

Мандельштам М. И. 1956. Род *Ilyocyprimorpha* Mandelstam gen. nov. В кн. «Материалы по палеонтологии. Новые семейства и рода». Госгеолтехиздат.

Мандельштам М. И. 1956. Род *Ussuriocypris* Mandelstam gen. nov. В кн. «Материалы по палеонтологии. Новые семейства и рода». Госгеолтехиздат.

Маракушев А. А., Ким Хан-Дзе, Мишкин М. А. 1964. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Южного Приморья. В кн. «Геология и полезные ископ. Северо-Восточной Кореи и Приморья». Изд. СО АН СССР.

Маргаритов В. П. 1888. О каменном угле по берегам залива Петра Великого. Зап. Об-ва изуч. Амурского края, т. 1. Владивосток.

Маркевич П. В. 1960. Контактовый метаморфизм мезозойских пород левобережья реки Арму и вопрос о кремнисто-терригенной толще. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Мартынов А. В. 1925. Об одной новой форме *Orthopteroidea* из пермских отложений Южно-Уссурийского края. Докл. АН СССР, серия А.

Масленников Д. Ф. 1948. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений южной части Дальнего Востока. Материалы ВСЕГЕИ, общ. серия, № 8.

Масленников Д. Ф. 1949. К вопросу о возрасте верхнепалеозойских отложений Южного Приморья. Тр. ВСЕГЕИ, общ. серия, вып. 9.

Маслов В. 1936. О водорослевом горизонте в юре Дальневосточного края. Вестник Дальневост. фил. АН СССР, № 21.

Материков М. П. 1960а. Структурно-металлогенические зоны и некоторые геологические особенности оловорудных месторождений Приморья. «Минеральное сырье», вып. 1.

Материков М. П. 1960б. Особенности оловорудных месторождений Тихоокеанского рудного пояса в районах развития карбонатных толщ. В кн. «Материалы Первой Всесоюз. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток.

Материков М. П. 1960в. О некоторых различиях в формах связи касситерито-сульфидных месторождений с интрузиями (на примере Приморья). В сб. «Магматизм и связь с ним полезн. ископ.». Госгеолтехиздат.

Маторина З. М. 1961. О Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. «Геохимия», № 3.

Медведев В. В. 1960. К вопросу о возрасте базальтов в южной области Сихотэ-Алиня. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Медведев В. В. 1966. Геологическое строение и угленосность Майхинской кайнозойской впадины в Южном Приморье. «Сов. геология», № 10.

Меланхолина Е. Н. 1965. Очерк геологии меловых отложений Приморья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 139.

Мигута А. К. 1960. Геологическое строение и угленосность Раковской депрессии. Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, вып. 13.

Мигута А. К. 1962. Особенности тектоники некоторых депрессий Приханкайской впадины. Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 15.

Миклухо-Маклай А. Д. 1947. О находке каменноугольных отложений в Сихотэ-Алине. Докл. АН СССР, т. 58, № 8.

http://jurassica.ru/

Миклухо-Маклай А. Д. 1952. Некоторые данные о каменноугольных отложениях Приморья. Докл. АН СССР, т. 83, № 2.

Милашин А. П. 1962. О сейсмичности Дальнего Востока. «Новости нефти и газа, техн. геол.», № 12.

Михайлов Б. М. 1960. О процессах выветривания базальтовых лав Дальнего Востока. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 38.

Михнович В. П. 1938. О стратиграфическом положении кремнистых сланцев Сихотэ-Алиня. Вестн. Дальневост. фил. АН СССР, № 32(5).

Мишин В. П. 1965. Верхнепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Южного Приморья. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР, Владивосток.

Мишин В. П. 1966. К тектонике Южного Приморья в позднем палеозое. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского пояса». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Мишкин М. А., Мишкина И. В. 1964. Новые данные по стратиграфии и петрологии нижнего докембрия Ханкайского массива. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5.

Модзалевская Е. А., Бутусова И. П. 1959. О находке отложений позднего триаса в бассейне Верхнего Амура. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 10.

Моисеев А. С. 1951. О кораллах и других организмах из известняков Приморской области (в бассейне р. Тетюхе). Тр. Ленингр. отд. геолог. и минерал. об-ва естеств., т. 68, вып. 2.

Моисеева А. И. 1959. Флора диатомовых водорослей верхнетретичных отложений бассейна оз. Ханка и р. Суйфун и ее стратиграфическое значение. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 10.

Моисеева А. И. 1960. Материалы к изучению четвертичной диатомовой флоры Приморского края. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 35.

Мудров А. М. 1959. Геологическое строение, условия накопления меловых осадков и угленосность Уссурийского района Суйфунского каменноугольного бассейна. В сб. «Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР». Изд. АН СССР.

Мудров А. М. 1960. Фации и условия образования угленосных отложений Подгородненского месторождения Южного Приморья. Тр. Лабор. геологии угля, вып. 10. М.—Л.

Музылев С. А., Жамойда А. И. 1955. Стратиграфия верхнего палеозоя горы Зарод. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 2.

Мушкетов Д. И. 1910. Геологическое описание района Сучанской ж. д. Изв. Геол. ком., т. 29.

Надежкин В. И. 1963. Новые данные по стратиграфии бассейна верхнего течения р. Бикина. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4. Владивосток.

Неволин Л. А. 1960. Новые данные о нижнем карбоне в бассейне р. Фудзин. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Неволин Л. А. 1960. О границе между карнийским и норийским ярусами в бассейне р. Тудо-Ваку. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Неволина С. И. 1960. Новые находки меловой и третичной флоры в Приморье. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Надашковский П. Г. 1960. Новые данные по геологии Кленовского интрузива в Приморье. Сообщение Дальневост. фил. АН СССР, вып. 13.

Никитина А. П., Мишин В. П. 1965. О природе верхнепалеозойских известняков Центрального Сихотэ-Алиня. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Никифорова И. К. 1965. Интрузивные породы Кабаргинского месторождения. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Никольская В. В. 1952а. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка. «Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР», т. 2. Изд. Ин-та геогр. АН СССР.

Никольская В. В. 1952б. К истории развития оз. Ханка и ландшафта Приханкайских равнин. Бюлл. МОИП, т. 27, вып. 6.

Никольская В. В. 1953а. Геоморфологические и палеогеографические материалы к изучению кайнозоя равнинной части Южного Приморья. В сб. «Материалы по физ. географии юга Дальнего Востока». Изд. АН СССР.

Никольская В. В. 1958. Палеогеографические исследования в долине р. Уссури. В сб. «Материалы по физ. географии юга Дальнего Востока. Приханкайская равнина и прилегающие к ней р-ны Прим. края». М. Изд. АН СССР.

Никольская В. В., Тимофеев Д. А. 1958. Опыт геоморфологической характеристики небольших участков в бассейнах рр. Супутинки и Кедровой. В кн. «Материалы по физ. географии юга Дальнего Востока. Приханкайская равнина и прилегающие к ней р-ны Прим. края». Изд. АН СССР. М.

Никольская В. В. 1959. О происхождении некоторых пещер на восточном побережье оз. Ханка. Бюлл. МОИП, серия геол., вып. 2.

http://jurassica.ru/

Никонова Р. И. 1965. Поверхности выравнивания в рельефе Южного Приморья. В кн. «Вопросы геоморфологии и морфотектоники южн. части Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Обручев В. А. 1935—1938. Геология Сибири, тома 1, 2 и 3. Изд. АН СССР.

Обручев В. А. 1931—1947. История геологического исследования Сибири. Периоды первый, второй, третий, четвертый и пятый. Изд. АН СССР.

Обручев В. А. 1946. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940), вып. 7. Изд. АН СССР.

Овсянников Н. В. 1929. Краткий геологический очерк Раковского района. Зап. Владивост. отд. РГО, т. 3 (20), вып. 2. Владивосток.

Овсянников Н. В. 1930. Ячеистое выветривание горных пород п-ова Муравьева-Амурского. Зап. Владивост. отд. РГО, т. 5 (22), вып. 1. Владивосток.

Овчарек Э. С., Мишкин М. А. 1965а. Некоторые данные по абсолютному возрасту метаморфических пород Ханкайского массива Приморья. В кн. «Вопросы петрологии метаморфических и магматических пород». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Овчарек Э. С., Мишкин М. А. 1965б. Об абсолютном возрасте изверженных и метаморфических пород Приморья и некоторых сопредельных районов. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Окладников А. П. 1959. Далекое прошлое Приморья (очерки по древней и средневековой истории Приморья). Владивосток.

Октябрьский А. Т. 1959а. Изверженные породы горы Перевальной в Южном Приморье. Сб. по геол., петрогр. и полезн. ископ. Востока СССР. Тр. ДВПИ, т. 54, вып. 1. Владивосток.

Октябрьский А. Т. 1959б. Лейцитовые абсарокиты среднего течения реки Сан-Паузы. Тр. ДВПИ, т. 54, вып. 1. Сб. по геол. петрогр. и полезн. ископ. СССР.

Октябрьский А. Т., Пискунов Ф. А., Бурьянова И. З. 1960. Щелочные породы Кокшаровского массива. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Октябрьский Р. А. 1965. Минералогия и петрография Сандагоуского габбро-дунитового массива. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Олейник Ю. Н. 1966. К вопросу о магматизме и метаморфизме Ханкайского массива. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток.

Органов М. Г. 1957. О наледях в долинах рек Приморья и некоторых причинах их образования. Материалы по вопросу сезонной мерзлоты. Владивосток.

Органов М. Г. 1957а. Основные черты тектоники территории, сопредельной с советской частью Дальнего Востока. В кн. «Материалы к Первой Всесоюз. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток.

Органов М. Г. 1957б. Основные вопросы геологического строения Сунгари-Уссурийского геологического региона. Тр. 1 сессии Объед. Советско-Китайского ученого совета по проблеме р. Амур.

Органова Н. М. 1959а. К вопросу о стратиграфии осадочных отложений и проявлениях магматизма на п-ове Трудном (Приморский край). Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 10.

Органова Н. М. 1959б. К тектонике и неотектонике п-ова Трудного (Прим. край). Сообщения Дальневост. фил. АН СССР, вып. 10.

Органова Н. М. 1961а. Основные черты стратиграфии и палеогеографии верхнепалеозойских отложений Лаоелин-Гродековской складчатой области. «Геология и геофизика», № 12.

Органова Н. М. 1961б. Девонские отложения Западного Приморья. «Сов. геология», № 7.

Органова Н. М., Ким Сек Тхэ, Криволуцкий В. Н., Ким Хен Бу, Ро Су Вон. 1961. Новые данные по стратиграфии пермских отложений северо-востока Кореи. «Геология и геофизика», № 5.

Органова Н. М., Криволуцкий В. Н., Петраченко Е. Д. 1961. Новые данные по стратиграфии верхнепермских отложений Пограничного района. «Геология и геофизика», № 8.

Органова Н. М. 1964. Стратиграфия пермских отложений области сочленения Сино-Корейской платформы и Сихотэ-Алиня и их корреляция с пермью Юго-Восточной Азии. «Геология и геофизика», № 3.

Остроумов Р. Е. 1960. О партизанской свите Сихотэ-Алиня. Сообщения Дальневост. фил. АН СССР, вып. 13.

Остроумов Р. Е. 1963. Дугообразные разломы Тетюхинского и смежных с ним районов Приморья и их роль в размещении эндогенной минерализации. Сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». М.

Павлов Е. С. 1964. Глубинные разломы и размещение эндогенного оруденения на территории Приморья. «Сов. геология», № 2.

http://jurassica.ru/

Павлов М. А. 1927а. Геологическая съемка в районе рек Майхе и Суйфун. Изв. Геол. ком. 1926, т. 45. Л.

Павлов М. А. 1927б. Геологические работы в Верхне-Сучанском районе. Изв. Геол. ком., т. 44, № 2.

Павлов М. А. 1928. Площадные геологические исследования к югу, юго-западу и северо-западу от Сучанского каменноугольного месторождения. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 53.

Павлов М. А. 1929. Геологические исследования в пределах юго-восточного планшета XXXI-64 в Южно-Уссурийском крае. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 55.

Паклин А. П. 1963. О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движений по ним. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4. Владивосток.

Пак Сен Ук, Ким Чон Нэ. 1957. Третичные отложения Кореи. Изд. АН КНДР, Пхеньян (на корейск. яз., резюме русск.).

Палибин И. В. 1915. Остатки третичной флоры из окрестностей Владивостока. Тр. Геол. и минер. музея, вып. 3.

Пащенко Я. Е. 1939. Основные геоморфологические и тектонические элементы Сихотэ-Алиня. Вестн. Дальневост. фил. АН СССР, № 33 (1).

Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Перепечина Е. А., Шарудо И. И., Семериков А. А. 1958. Стратиграфия угленосных и надугленосных отложений Сучанского каменноугольного бассейна. Тр. Лабор. угля, вып. 8, М.—Л.

Перепечина Е. А., Шарудо И. И. 1964. Краткий очерк геологического строения. В кн. «Геол. строение и условия осадконакопления на террит. Сучанского каменноугольного басс.». Изд. СО АН СССР. Новосибирск.

Петелин Б. П. 1959. Рельеф дна и донные отложения северо-западной части Тихого океана. The relief of the floor and the bottom deposits in the North—West Pacific Proc. UNESCO Sympos. Phys. Oceanogr. Paris UNESCO; Tokyo, Japan, Soc. Prom. Sci. S. a.

Петров В. П., Замуруева М. Г. 1960. О стекловатых шаровых лавах р. Лев. Лефу на Дальнем Востоке. Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Петрунь В. Ф. 1958. О вторичных изменениях, некоторых возрастных взаимоотношениях и особенностях картирования отдельных эффузивных образований Южного Приморья. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

Петрушевский Б. А. 1966. К истории развития зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1.

Пискунов Ф. А. 1960. Новые данные о возрасте пород бассейна р. Сучана, относившихся ранее к докембрию. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Плахотник В. Г. 1959. Строение и возраст совгаваньской свиты Сихотэ-Алиня к северу от широты бухты Кхуцин. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Плахотник В. Г. 1962а. Стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских вулканогенных образований Северо-Восточного Сихотэ-Алиня. «Сов. геология», № 3.

Плахотник В. Г. 1962б. Новые данные о строении и возрасте эффузивов кизинской свиты в Северо-Восточном Сихотэ-Алине. «Сов. геология», № 4.

Подгорная Н. С. 1960. О возрасте и строении интрузий Ольгинского района Сихотэ-Алиня. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25.

Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спринцсон В. Д. 1955. Абсолютный возраст гранитоидов Южного Сихотэ-Алиня по данным аргонового метода. Тр. III сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. форм. М.

Полевая Н. И., Изох Э. П. 1960. Абсолютный возраст верхнемеловых и третичных эффузивных и интрузивных пород Северного Сихотэ-Алиня и хребта Мяо-Чан. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Полевая Н. И., Спринцсон В. Д., Чернова Н. Н. 1960. Возраст магматических пород Дальнего Востока. Тр. 6 сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций.

Полевой П. И. 1915. О месторождениях плавикового шпата в окрестностях бухты Пфусун в Японском море. Изв. Геол. ком., т. 34, № 8.

Потапова З. П. 1959. Проявление верхнемеловой складчатости на Северном Сихотэ-Алине. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 8.

Попова С. М. 1963. Палеогеновые и неогеновые пресноводные моллюски юга Советского Дальнего Востока. «Геология и геофизика», № 7.

Преображенский И. А. 1927. Побережье Японского моря (бухта Абрек — мыс Поворотный). Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 51.

Преображенский И. А. 1928а. Золото г. Халаза. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 53.

Преображенский И. А. 1928. Краткий отчет о геологических исследованиях в 1927 г. в районах от р. Сучан до берега Уссурийского залива к югу от 43° с. ш. и вдоль долины р. Сучан. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 53.

http://jurassica.ru/

Преображенский И. А. 1930. Геологические исследования в прибрежной полосе Японского моря. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 57.

Принада В. Д. 1929. Геологические исследования в Посьетском районе. Материалы по геологии и полезным ископ. Дальнего Востока, № 55.

Принада В. Д. 1956а. Род *Palibiniopteris* Prynada gen. nov. В кн. «Материалы по палеонтологии. Новые семейства и роды». Госгеолтехиздат.

Принада В. Д. 1956б. Род *Ussuriopteris* Prynada gen. nov. (класс Filicinae). В кн. «Материалы по палеонтологии. Новые семейства и роды». Госгеолтехиздат.

Принада В. Д. 1956. Род *Nikania* Prynada gen. nov. (*Gycadales* Gymnospermae). В кн. «Материалы по палеонтологии. Новые семейства и роды». Госгеолтехиздат.

Путинцев В. К., Громов Ю. Я., Эйриш Л. В. 1961. Геология докембрия юга Дальнего Востока СССР и прилегающих территорий. Тр. ВСЕГЕИ, т. 59.

Пчелинцева Г. Т., Худолей К. М. 1960. Стратиграфия и палеогеография юры южного Сихотэ-Алиня. Тр. Геол. музея АН СССР, вып. 2.

Радкевич Е. А. 1956. Металлогенические зоны Приморья и особенности их развития. Тр. ИГЕМ, вып. 3. М.

Радкевич Е. А. 1960а. История развития металлогенических зон области стыка Китайской платформы с мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня. В кн. «Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток.

Радкевич Е. А. 1960б. Разрывные нарушения разных типов и их влияние на металлогенические особенности рудоносных территорий Тихоокеанского рудного пояса. В кн. «Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток.

Радкевич Е. А. 1960в. О связи оловорудных, олово-полиметаллических месторождений с магматизмом. В сб. «Магматизм и связь с ним полезн. ископ.». Тр. Второго Всес. петрограф. совещания Госгеолтехиздат.

Радкевич Е. А. 1962а. Особенности развития рудоносных областей Тихоокеанского рудного пояса. «Геология и геофизика», № 11.

Радкевич Е. А. 1962б. Особенности металлогении различных типов рудоносных провинций и зон Тихоокеанского рудного пояса. «Геология и геофизика», № 12.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Лобанова Г. М. 1962. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 58.

Радкевич Е. А. 1963. Роль разрывных нарушений в развитии Тихоокеанского рудного пояса. В сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

Размахнин Ю. Н. 1959. Некоторые особенности тектоники, магматизма и металлогения района Среднего Имана в Центральном Сихотэ-Алине. Сообщения Дальневост. фил. АН СССР, вып. 10.

Размахнин Ю. Н. 1960. К вопросу о литолого-фациальном контроле в размещении золоторудных полиметаллических и редкометальных рудопроявлений Арму-Иманского района Приморья. В кн. «Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении. Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток.

Размахнин Ю. Н. 1961а. О следах подводных деформаций в юрских и меловых отложениях Центрального Сихотэ-Алиня. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 2. Владивосток.

Размахнин Ю. Н. 1961б. Подводнооползневые текстуры в мезозое Центрального Сихотэ-Алиня. «Сов. геология», № 12.

Размахнин Ю. Н. 1963а. О герцинской и киммерийской гранитизации в северной части Ханкайского массива. Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 17.

Размахнин Ю. Н. 1963б. К вопросу о литолого-фациальном контроле в размещении эндогенных рудопроявлений Среднего Сихотэ-Алиня. Сб. «Геология и металлогения Тихоокеанского рудного пояса». М.

Размахнин Ю. Н. 1963в. Конседиментационные тектониты в палеозойских формациях Сихотэ-Алиня. «Сов. геология», № 11.

Размахнин Ю. Н. 1964. К вопросу о выделении сино-кембрийского интрузивного комплекса в северной части Ханкайского массива. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5.

Размахнин Ю. Н. 1965. О дифференциальных движениях при формировании палеозойских отложений Среднего Сихотэ-Алиня. Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 24.

Размахнин Ю. Н. 1966. Некоторые особенности магматизма зон активизации азиатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса (на примере Приморья). Докл. АН СССР, т. 169, № 1.

Региональная стратиграфия Китая. 1960. Изд-во иностр. лит.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратигр. схем для Дальнего Востока. 1958. Госгеолтехиздат.

http://jurassica.ru/

Решения совещания геологов Восточной Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъемочных и поисковых работ. 1956. Чита.

Руб М. Г. 1950. О наличии верхнепалеозойского интрузивного цикла в Южном Приморье. Докл. АН СССР, т. 73, № 4.

Руб М. Г. 1954а. Краткая петрографическая характеристика домеловых гранитоидов Южного Приморья в связи с оруденением. В кн. «Материалы по геологии, магматизму и рудным м-ниям Дальнего Востока и Забайкалья», т. 1. Изд-во АН СССР.

Руб М. Г. 1954б. Домеловые граниты гродековского интрузивного комплекса и основные черты их металлоносности. В кн. «Материалы по геологии, магматизму и рудным м-ниям Дальнего Востока и Забайкалья», т. 1. Изд-во АН СССР.

Руб М. Г. 1956а. Взаимоотношение жильных пород с оруденением в юго-западной части Приморского края. «Сов. геология», № 51.

Руб М. Г. 1956б. Граниты гродековского и марьяновского интрузивных комплексов в Южном Приморье и основные черты их металлоносности. В кн. «Вопросы геологии южн. части Дальнего Востока и Забайкалья». М.

Руб М. Г. 1957а. Грейзены Юго-Западного Приморья и их генезис. Тр. Ин-та геологии рудн. местор., петрогр., минерал. и геохим., вып. 5.

Руб М. Г. 1957б. Влияние вмещающей среды на формирование интрузивных пород и постмагматических образований в Приханкайском районе. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Руб М. Г. 1958. Закономерности формирования верхнепалеозойских гранитоидов Юго-Западного Приморья в связи с оруденением. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 21.

Руб М. Г. 1960а. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. Тр. ИГЕМ, вып. 33.

Руб М. Г. 1960б. О генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами (на примере Южного Приморья). Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Руб М. Г. 1960в. О щелочных интрузивных породах Приморья. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Руб М. Г., Залищак Б. Л. 1964. Щелочные интрузивные породы Приморского края. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Рудич Е. М. 1962. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. Изд. АН СССР.

Русаков М. П. 1937. Основные черты геологии, тектоники и металлогении Южного Приморья Дальневосточного края. Проблемы сов. геологии, № 5—6.

Рыбалко В. И. 1964. Некоторые позднемеловые вулканы Тетюхинского района. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5. Владивосток.

Рябинин А. Н. 1928. Находка остатков морских лабиринтодонтов из нижнего триаса Уссурийского края. Вестн. Геол. ком., т. 3, № 9—10.

Рязанцев А. А. 1965. О некоторых особенностях развития складчатых структур и разрывных нарушений в пределах Вознесенского рудного района. В сб. «Восьмая конференц. молодых ученых Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Савина Л. Н., Никольская В. В. 1953. Рельеф бассейна реки Майхе. В сб. «Материалы по физ. географии юга Дальнего Востока». Изд-во АН СССР.

Салун С. А. 1963. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алинской области. Бюлл. МОИП, т. 38, № 6.

Салун С. А., Бобылев В. В. 1963. К вопросу о положении и характере западной границы Сихотэ-Алинской складчатой области. Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разв., № 5.

Салун С. А., Плахотник В. Г. 1960. О границе меловой и палеогеновой систем в Сихотэ-Алине. В кн. «Граница меловых и третичных отложений». МГК, XXI сессия. Доклады советских геологов, проблема 5. Изд. АН СССР.

Самылина В. А. 1961. Новые данные о нижнемеловой флоре Южного Приморья. «Ботан. журнал», т. 46, № 5.

Самылина В. А. 1964. К нижнемеловой флоре Среднего Сихотэ-Алиня. «Ботан. журнал», т. 49, вып. 9.

Саркисян С. Г. 1958. Мезозойские и третичные отложения Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока, М.

Сахно В. Г., Денисов Е. П. 1963. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

Сахно В. Г. 1963. Некоторые особенности мезозойского вулканизма в различных структурно-фациальных зонах юга Дальнего Востока. В сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. АН СССР.

Сборник рефератов по геологии Дальнего Востока. 1948. Тр. Дальневост. научно-исслед. базы АН СССР, серия геол., т. 1. Владивосток.

Седова М. А. 1956. Краткое описание спор и пыльца из миоценовых отложений некоторых районов Дальнего Востока. (Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 13.

http://jurassic.ru/

Седова М. А. 1957. Олигоценовая и миоценовая флора и растительность Приморского края по данным палинологического анализа. В сб. «Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии». Тр. 1 сессии Всес. палеонт. об-ва. Госгеолтехиздат.

Семериков А. А., Шарудо И. И. 1964а. Литолого-фациальная характеристика угленосных и синхронных им неугленосных отложений. В кн. «Геол. строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноуг. басс.». Изд. СО АН СССР. Новосибирск.

Семериков А. А., Шарудо И. И. 1964в. Условия осадко- и угленакопления и основные черты палеогеографии. В кн. «Геол. строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноуг. басс.». Изд. СО АН СССР. Новосибирск.

Силантьев В. Н. 1960. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений бассейнов рек Нотто, Тудо-Ваку и Эльдо-Ваку. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 1. Владивосток.

Силантьев В. Н. 1963а. Фудзино-Иманский сдвиг. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Силантьев В. Н. 1963б. Новые данные о верхнепермских отложениях центральной части Южного Сихотэ-Алиня. «Сов. геология», № 2.

Силантьев В. Н. 1965. О значении новой находки выходов верхней перми в Среднем Сихотэ-Алине. «Сов. геология», № 10.

Скворцов Б. В. 1929. Материалы по изучению водорослей Приморской губернии. Диатомовые водоросли оз. Ханка. Зап. Южно-Уссур. отд. Гос. русск. геогр. об-ва, вып. 3.

Скороход В. З. 1941. Основные черты геологического строения южной части Советского Дальнего Востока. Владивосток.

Смирнов А. М. 1958. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

Смирнов А. М. 1963. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд. АН СССР.

Смирнов С. С. 1946. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Соколов Р. И. 1960. Тектоника и некоторые закономерности в размещении месторождения полезных ископаемых в Ольга-Тетюхинском районе. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25.

Соколов Р. И., Ротман В. К. 1961. Положение гидротермально измененных эффузивов в геологической структуре Тетюхинского района. «Сов. геология», № 5.

Соколова Н. Н. 1958. К характеристике угленосной толщи и толщи узорчатых песчаников мела в (Уссурийском) районе (Дальний Восток). Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 9.

Соловьев В. В. 1959а. О голоценовой ингрессии в Южном Приморье. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 2.

Соловьев В. В. 1959б. Коры выветривания базальтов Южного Приморья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 15.

Соловьев В. В. 1961. Следы древнего оледенения и перегляциальных условий в Южном Приморье. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 64.

Соловьев В. В., Зданская Г. Г. 1962. Стратиграфия голоцена Южного Приморья и Сахалина (по данным спорово-пыльцевого анализа). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 52.

Соловьев В. О. 1963. Стратиграфия четвертичных отложений бассейна реки Даубихе. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 4. Владивосток.

Соловьев В. О. 1965а. Глубинные разломы Юго-Западного Приморья. Докл. АН СССР, т. 165, № 6.

Соловьев В. О. 1965б. Некоторые особенности магматизма Ханкайской и Сихотэ-Алинской зон Приморья. Докл. АН СССР, т. 161, № 2.

Соловьев В. С. 1966. Особенности пермского и позднемелового — раннепалеогенового вулканизма Южного Приморья. Докл. АН СССР, серия геол., т. 170, № 1.

Соловьев С. П. 1949. Главнейшие особенности распределения и состава магматических пород в Сихотэ-Алине и некоторые петрологические вопросы. Зап. Минерал. об-ва, ч. 78, № 3.

Соловьев С. П. 1950. Главные черты комплекса молодых кислых эффузивов и игнимбритов Сихотэ-Алиня и его петрохимические особенности. Зап. Минерал. об-ва, ч. 79, вып. 3.

Соловьев С. Л., Шейн В. Б. 1959. Интенсивность землетрясений по данным дальневосточных и континентальных станций СССР. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9.

Солоненко В. П. 1948. Докембрий р. Уссури. Докл. АН СССР, т. 61, № 5.

Солоненко В. П. 1949. Геология центральной части Уссурийского района. Иркутск.

Солоненко В. П. 1950. Вопросы тектоники докембрийского фундамента складчатой зоны (Уссурийский район). Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

http://jurassica.ru/

Солоненко В. П. 1951. Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. Госгеолтехиздат.

Соляников В. П. 1963. Об одном случае внедрения дайки туфов липаритовых порфиритов (Приморский край). Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 18.

Соснина М. И. 1955. Стратиграфия и фауна пермских отложений Южного Приморья. Сб. науч.-техн. информ. МГиОН, № 1.

Соснина М. И. 1959. Стратиграфия и фауна перми Южного Приморья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 14.

Соснина М. И. 1960. Микрофаунистические зоны карбона и перми Сихотэ-Алиня. МГК, XXI сессия. Доклады советских геологов, проблема 6. Госгеолтехиздат.

Соснина М. И. 1960. Известняки чандалазской свиты верхней перми горы Сенькина Шапка. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 35.

Соснина М. И., Жамойда А. И., Соколов Р. И., Подгорная Н. С. 1964. О палеозойских отложениях массива горы Зарод (Приморский край). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 93.

Сребродольская И. Н. 1958. О расчленении монгугайской свиты Южного Приморья по палеоботаническим данным. Докл. АН СССР, т. 118, № 1.

Сребродольская И. Н. 1960. Новые материалы по монгугайским флорам Южного Приморья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 24.

Сребродольская И. Н. 1964. Позднетриасовая (монгугайская) флора Приморья и этапы ее развития. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 107, Л.

Стоценко А. В., Черненко В. Г. 1958. Гидрографическое описание рек Приханкайской равнины и сопредельных районов. В сб. «Материалы по физ. географии юга Дальнего Востока». Приханкайская равнина и примыкающие к ней районы Приморского края. М.

Сушков Б. А. 1958. Дальневосточные моря и их побережья (историко-географический обзор). Владивосток.

Татаринов Г. Г. 1954. О находке нефелиновых базальтов и плагиоклазовых анальцимовых базальтов на Дальнем Востоке. Зап. Всес. минерал. об-ва, т. 83, № 2.

Тетяев М. М. 1934. Контуры проблемы Дальневост. края, как геологического целого. Геол. проблемы Союза.

Тимофеевский Д. А. 1956. О структуре и взаимоотношениях свит «филлитов» и «слюдистых сланцев» протерозоя (?) одного из районов Приморья. Тр. НИГРИЗолото, вып. 21.

Толок А. А., Размахнин Ю. Н. 1966. Контактово-метасоматические и метасоматические биотитовые роговики Сихотэ-Алиня и их парагенетический анализ. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Толок А. А., Материкова А. М. 1966. Метасоматиты, связанные со щелочными сиенитами Сихотэ-Алиня. В сб. «Вопросы геологии сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Томсон И. Н. 1956б. К вопросу о цикличности в развитии посленижнемелового вулканизма в Восточном Приморье. Докл. АН СССР, т. III, №1.

Томсон И. Н. 1957. О тектонических условиях в период рудообразования и внедрения даек магматических пород на примере Пхусун-Ванчинского рудоносного района Приморья. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Томсон И. Н., Скакунов В. Н. 1959. Основные черты геологического строения Ванчинской депрессии. Тр. ИГЕМ, вып. 18.

Томсон И. Н. 1962. Особенности строения ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока. Тр. ИГЕМ, вып. 84.

Трофимов Б. А. 1953. Древнетретичные млекопитающие на Дальнем Востоке СССР. «Природа», № 12.

Трофимов Б. А. 1954. Открытие древнетретичных млекопитающих на Дальнем Востоке СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3.

Туманская О. Г. 1953. О верхнепермских фузулинидах Южно-Уссурийского края. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолиздат.

Удинцев Г. Б. 1963. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана. Сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». М.

Удовиченко В. Г. 1957. Дальний Восток. Эконом.-геогр. характеристика. Географгиз. М.

Уланов А. С. 1932. О гравиметрических наблюдениях в Дальневосточном крае. Изв. Дальневост. геоф. ин-та, вып. 2.

Усольцев А. И. 1864. Заханкайский край Приморской области Восточной Сибири. «Морской сборник», т. 72, № 5.

Устиновский Ю. Б., Хан Дон Сик, Болотникова М. Д., Карасев М. С., Бэ Ген Зын. 1966. Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложений. Геология и полезн. ископ. Сев.-Вост. Кореи и Южного Приморья. Изд-во «Наука».

http://jurassica.ru/

Устрицкий В. И. 1960. Сравнительная характеристика фаун брахиопод карбона и перми Китая и СССР. «Палеонт. журнал», № 3.

Фаворская М. А. 1948б. Некоторые особенности локализации верхнемезозойских магматических образований на территории Южного Приморья. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Фаворская М. А. 1949а. О геологическом положении верхнемезозойских и кайнозойских магматических образований на территории Южного Приморья. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Фаворская М. А. 1949б. Третичные туфолавы Южного Приморья. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Фаворская М. А. 1950. Этапы развития молодого вулканизма Южного Приморья. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Фаворская М. А. 1953. К вопросу о генезисе третичных интрузий монцонитового типа на Дальнем Востоке. Тр. Ин-та геол. наук, серия петрогр., вып. 148.

Фаворская М. А. 1956а. О некоторых вторичных изменениях кислых эффузивов Южного Приморья. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Фаворская М. А. 1956б. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. ИГЕМ, вып. 7. М.

Фаворская М. А. 1957а. Геологические данные о возрасте молодых изверженных пород Приморья и их сопоставление с данными определения абсолютного возраста. Тр. IV сессии Комисс. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.

Фаворская М. А. 1957б. О взаимоотношении оловянного и полиметаллического оруденения с дайками в Южном Приморье. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Фаворская М. А. 1958. Некоторые особенности молодого вулканизма Сихотэ-Алиня. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13.

Фаворская М. А. 1959а. Отношение редкометального и полиметаллического оруденения к интрузивным и эффузивным формациям в некоторых районах Тихоокеанского пояса. «Сов. геология», № 12.

Фаворская М. А., Руб М. Г., Кигай В. А., Доломанова Е. И. 1960. Новые данные о связи магматизма с оруденением в пределах Тихоокеанского рудного пояса. В кн. «Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 2. Владивосток.

Фаворская М. А., Руб М. Г., Кигай В. А., Изох Э. П., Гапеева Г. М., Преображенская Р. К. 1961. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. Тр. ИГЕМ, вып. 45.

Фаворская М. А. 1963а. Шаровые лавы бассейна р. Малазы (Приморский край). Тр. ИГЕМ, вып. 90.

Фаворская М. А. 1963б. Шаровые лавы бассейна р. Кенцухе (Приморский край). Тр. ИГЕМ, вып. 90.

Фаворская М. А., Волчанская И. К. 1966. О новом подходе к тектоническим основам металлогенических прогнозов на олово в Центральном Сихотэ-Алине. В кн. «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Фомичев В. Д. 1953. Пермские кораллы Дальнего Востока. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолиздат.

Фотиади Э. Э. 1961. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований. «Геология и геофизика», № 10.

Фредерикс Г. Н. 1925. Уссурийский верхний палеозой. Ч. 2. Пермские брахиоподы с мыса Калузина. Материалы по геологии и полезн. ископ. Дальнего Востока, вып. 40.

Херасков Н. П. 1963. Проблема западной границы азиатской части Тихоокеанского рудного пояса. В сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». М.

Хетчиков Л. Н. 1957. Геологические исследования в южной части Дальнего Востока за 35 лет Советской власти. В сб. «Наука на Дальнем Востоке». Владивосток.

Ходак Ю. А., Сун Шу. 1959. Сопоставление древних толщ Северо-Востока Китая и юга Советского Дальнего Востока. Докл. АН СССР, т. 128, № 5.

Ходак Ю. А., Сунь Шу. 1961. Главнейшие структуры Северо-Востока Китая и сопредельной территории Советского Дальнего Востока. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Ходак Ю. А., Сунь Шу. 1963. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений северо-восточного Китая и сопредельных территорий юга Советского Дальнего Востока. Бюлл. МОИП, т. 38, № 1.

Худолей К. М. Стратиграфическая схема юры Сихотэ-Алиня. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 17.

Худолей К. М., Сиверцева И. А. 1959. Новые данные о возрасте базальтов верхнего течения р. Бикина (Центральный Сихотэ-Алинь). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 16.

http://jurassica.ru/

Худолей К. М. 1960а. Верхнеюрские отложения Южного и Среднего Сихотэ-Алиня. «Сов. геология», № 2.

Худолей К. М. 1960г. О находке байосского аммонита в бассейне р. Тетюхе (Сихотэ-Алинь). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 35.

Худолей К. М. 1960д. Представители рода *Virgatosphinctes* из позднеюрских отложений Южного Сихотэ-Алиня. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 24.

Худолей К. М. 1960е. Палеогеография и основные черты развития Сихотэ-Алиня в юрский период. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25.

Худолей К. М., Сей И. И., Сибирякова Л. В. 1961. Основные черты стратиграфии юрской системы Дальнего Востока СССР. «Геология и геофизика», № 6.

Худяков Г. И. 1965. О происхождении горных хребтов в южной части Дальнего Востока. В сб. «Вопросы геоморфологии и морфотектоники южн. части Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Худяков Г. И. 1965. Основные черты морфоструктурного районирования южной части Советского Дальнего Востока. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Худяков Г. И. 1965. К вопросу о происхождении крупных отрицательных морфоструктур в южной части Советского Дальнего Востока. В сб. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Чайников В. И. 1962. Некоторые особенности формирования меланократовых даек в районе р. Белембе. (Южн. Приморье). Изв. АН СССР, серия геол., № 9.

Чайников В. И. 1963. Основные изверженные породы Тернейского района и связь с ними рудопроявлений олова и ртути. В сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». М.

Чедия О. К. 1960. Новейший вулканизм в бассейне р. Имана (Средний Сихотэ-Алинь). Тр. Таджикск. ун-та, т. 28, вып. 1.

Чемеков Ю. Ф. 1953. Особенности четвертичного оледенения хребта Сихотэ-Алинь. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. II.

Чемеков Ю. Ф. 1956. Материалы по стратиграфии четвертичных отложений Среднего Сихотэ-Алиня. Материалы по четв. геологии и геоморфологии СССР, нов. серия, вып. 1.

Чемеков Ю. Ф. 1957. О четвертичной истории Охотского моря. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 89, № 3.

Чемеков Ю. Ф. 1959а. Древние поверхности выравнивания Приамурья и сопредельных территорий. Докл. АН СССР, т. 127, № 1.

Чемеков Ю. Ф. 1959б. Следы древнейшего оледенения на Дальнем Востоке. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 15.

Чемеков Ю. Ф. 1960. Солоноватоводные и морские диатомовые в четвертичных отложениях Нижнего Приамурья и Сихотэ-Алиня. «Геология и геофизика», № 10.

Чемеков Ю. Ф. 1961. Неотектоника Дальнего Востока СССР. В сб. «Неотектоника СССР». Рига.

Чемеков Ю. Ф. 1964. История развития речной сети в бассейне р. Амура. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1.

Черныш Б. Я. 1965. К выделению верхнепалеозойских эвгеосинклинальных отложений на северо-западе Приморья и в смежных районах. «Сов. геология», № 10.

Чернышев Ф. Н. 1888. Заметка о каменноугольной коллекции из окрестностей Владивостока. Изв. Геол. ком., т. 7, № 9.

Чернышев Ф. Н. 1902. Верхнекаменноугольные брахиоподы Урала и Тимана. Тр. Геол. ком., т. 15, № 2.

Чжын Вен-ю, Органов М. Г. 1959. Основные черты геологического строения вост. части Сунгари-Уссурийского геологического региона и смежной территории. Тр. III сессии Объедин. Советско-Китайского ученого совета по проблеме р. Амур. Геол. секция, т. 2.

Шанцер Е. В. 1950. Генетические типы четвертичных континентальных образований. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. АН СССР.

Шарудо И. И. 1961. История геологического развития и условий формирования угленосных отложений Сучанского бассейна. «Геология и геофизика», № 12.

Шарудо И. И. 1964а. Признаки землетрясений в отложениях альба Сучанского бассейна. «Геология и геофизика», № 3.

Шехоркин И. А. 1960. К вопросу о возрасте гипербазитов Спасского района Приморья. Сообщения Дальневост. фил. АН СССР, вып. 12.

Шехоркин И. А. 1963. О битумопроявлениях в нижнемеловых отложениях Суйфунской впадины. Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 20.

http://jurassica.ru/

Шехоркина А. Ф. 1960а. Краткая петрографо-минералогическая характеристика дмитриевской свиты нижнего кембрия района Спасска. Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, вып. 13.

Шехоркина А. Ф. 1963. О формациях рифея и нижнего кембрия в прогибах Ханкайского массива. В сб. «Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса». М.

Шехоркина А. Ф. 1966. Формация рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива Приморья. Изд-во «Наука».

Шипулин Ф. К. 1950. Третичные гранитоиды Южного Приморья и некоторые данные о их металлогении. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Шипулин Ф. К. 1953. Петрология многоэтажной неоинтрузии в Приморье. Тр. Дальневост. фил. АН СССР, серия геол., т. I и II.

Шипулин Ф. К. 1956. О малых интрузиях Юго-Восточного Приморья. Тр. ИГЕМ, вып. 3.

Шипулин Ф. К. 1957. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. Тр. ИГЕМ, вып. 8.

Шкодзинский В. С. 1964. Габброиды междуречья Сучана и Судзухе. Информ. сб. Прим. геол. упр., № 5.

Шкодзинский В. С. 1965. О происхождении гнейсов в габброидах междуречья Сучана и Судзухе. В сб. «Восьмая конференция молодых ученых Дальнего Востока». Изд. Дальневост. фил. СО АН СССР. Владивосток.

Шлыгин Е. Д., Ли А. Б. 1960. О тектонике мезо-кайнозойских впадин Сибири и Дальнего Востока. Вестн. АН Каз. ССР, № 4.

Шмидт Ф. Б., Гиен П. П. 1868. Исторические отчеты о физико-географических исследованиях. Тр. Сибирской экспедиции Русск. геогр. об-ва, физ. отд., т. 1. Историч. отчеты. СПб.

Шмидт Ф. Б. 1859—1860. Отчет начальника экспедиции геологических исследований по Амуру. Вестн. Русск. геогр. об-ва, 1859, ч. 25, № 2 и 1860, ч. 28, № 1.

Шмидт Ф. Б. 1868. Исторические отчеты о физико-географических исследованиях. Тр. Сиб. эксп. Русск. геогр. об-ва, физ. отд. т. 1.

Штемпель Б. М. 1929. Угловский район. Материалы по геологии и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 45.

Штемпель Б. М. 1959. Этапы развития меловой флоры Южного Приморья. Докл. АН СССР, т. 127, № 3.

Штемпель Б. М. 1960. Фитостратиграфия меловой системы Южного Приморья. Тр. Лабор. геологии угля, вып. 10.

Штемпель Б. М. 1962. Открытие амурской флоры в Южном Приморье. Докл. АН СССР, т. 146, № 1.

Шугаевская О. В., Маркевич В. С. 1964. Спорово-пыльцевые комплексы верхнеюрских и нижнемеловых отложений Приморья и их значение для стратиграфии и познания флоры. «Геология и геофизика», № 5.

Эдельштейн Я. С. 1904. О геологическом строении и орографии Сихотэ-Алиня. Зап. Минерал. об-ва, т. 41, вып. 1.

Эдельштейн Я. С. 1905. Северный и Средний Сихотэ-Алинь. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 41, вып. 2.

Эдельштейн Я. С. 1909. О геологическом строении и орографии Сихотэ-Алиня. Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 41, серия 2.

Эскола П. Е. (Eskola). 1961. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии.

Яковлев В. Н. 1955а. К вопросу о закономерностях развития Восточно-Азиатской геосинклинали на примере ее Сихотэ-Алинской части. Сообщение, Дальневост. фил. АН СССР, вып. 7.

Яковлев В. Н. 1955б. Меловые флоры Южного и Среднего Сихотэ-Алиня. Сообщения Дальневост. фил. АН СССР, вып. 8.

Яковлев В. Н. 1958. Меловая система Сихотэ-Алиня. Тр. Дальневост. фил. АН СССР, серия геол., т. 3.

Яковлев В. Н. 1959. *Chankacyatus strachovii* gen. et sp. nov. первый представитель нового семейства нижнекембрийских археоциат. Сообщения Дальневост. фил. АН СССР, вып. 10.

Янковский М. 1881. Остров Аскольд. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 12.

Яновская Н. М. 1957. Первая находка *Rhinotitan* из семейства Brontotheriidae в СССР. Гуцзичжуй дун-у сюэбао, Vertebr (русск. рез. франц., кит.). Palasiatica, 1, № 3.

http://jurassic.ru/

Agemori C. 2958. Characteristics the Shore of the Pacific and the Japan sea and river-mouth improvement. Ночё добоку кепкю., Nogyodoboku kenkyu, I. Agric. Engin. Soc. Japan., vol. 25, N 8.

Beliajewa E. I. 1959. Sur la Deconverte de Rhinoceras tertiaires Anciens dans la Prevince Maritime de URSS. Vertebrata Palasiatica, vol. 2, N 2.

Eskola P. E. 1949. The problem of mantled gneiss domes «Q. J. Geol. Soc. London», vol. 104, pt. 4.

Kuno H. 1953. Plateau Basalt-Lavas of Eastern Manchuria. Poc. 7-th Pac. Sci Congr., vol. 2, Wellington.

Nakazawa K. 1958. Correlation at the Upper Triassic sistem between Japan and Maritime Province. Journ. Geol. Soc. Japan, Tocyo, vol. 64, N 750 (на яп. яз.).

Spath L. 1934. The Ammonoidea of the Trias. Catalogue of the Fossil Cephalopoda in the Britisch Museum (Nat. Hist.), pt. 4.

Weigel O. 1914. Uber einige Erzlagerstätten im Sichote-Alin in Ostsibirien. N. I. Min., Geol. u. Paläontol., 37, Beilage-Band.

http://jurassica.ru/

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение. *И. И. Берсенев, Л. А. Неволин* 7

Глава первая. **История геологического изучения.** *И. И. Берсенев, Л. А. Неволин* 9

Глава вторая. **Физико-географическое описание и экономическая характеристика.** *И. И. Берсенев, Л. А. Неволин, В. В. Лаврик* 19

Рельеф 19
Гидрография 22
Климат 25
Почвенно-растительные условия 26
Экономическая характеристика 27

Глава третья. **Основные черты геологического строения.** *И. И. Берсенев* 29

Палеозойские и мезозойские (досенонские) структуры 29

Область палеозойской складчатости 29

Зона Ханкайского массива 31
Даубихинская зона 32
Алчанская зона 32
Западно-Приморская зона 33
Южно-Приморская зона 33

Сихотэ-Алинская область мезозойской складчатости 35
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня 35
Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня 36
Прибрежная зона 37
Бикинская зона 38

Позднемеловые и кайнозойские структуры 39

Глава четвертая. **Стратиграфия** 43

Протерозойская группа 43

Нижний протерозой. *М. А. Мишкин* 46
Средний протерозой. *М. А. Мишкин* 50
Верхний протерозой (рифей). *Ю. Н. Олейник, Ю. С. Липкин* 53
Сводное описание протерозойских образований. *И. И. Берсенев* 69

Палеозойская группа 72
Кембрийская система. *Ю. Н. Олейник* 72

https://rasmi.ru/

Стр.

Нижний отдел 73
Средний отдел 85
Нижний — верхний отделы нерасчлененные 88
Сводное описание кембрийских отложений. *И. И. Берсенев* 89

Ордовикская, силурийская и девонская системы 94

Западно-Приморская зона. *Ю. Б. Евланов, Ю. Е. Литвинов* 94
Зона Ханкайского массива. *Ю. Н. Олейник* 95
Даубихинская зона. *И. З. Бурьянова* 99
Южно-Приморская зона. *И. З. Бурьянова* 100
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. *Л. А. Неволин* 102

Сводное описание ордовикских, силурийских и девонских отложений. *И. И. Берсенев* 103
Каменноугольная система. *Л. А. Неволин* 107
Прибрежная зона 108
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня 113
Бикинская зона 117
Сводное описание каменноугольных отложений. *И. И. Берсенев* 117

Пермская система. *Б. И. Васильев, Л. А. Неволин* 120
Нижний отдел 123
Область палеозойской складчатости 123
Южно-Приморская и Даубихинская зоны, Западно-Приморская зона (Хасанская подзона), Ханкайский массив 123
Западно-Приморская зона (Краевская подзона) 141
Область мезозойской складчатости 142
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня 142
Прибрежная зона 148
Бикинская зона 151
Верхний отдел 152
Область палеозойской складчатости 153
Южно-Приморская, Даубихинская и Алчанская зоны, Западно-Приморская зона (Хасанская подзона), Ханкайский массив 153
Западно-Приморская зона (Краевская подзона) 179
Область мезозойской складчатости 180
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня 180
Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня 182
Прибрежная зона 183
Бикинская зона 185

Сводное описание пермских отложений. *И. И. Берсенев* 185
Мезозойская группа 197
Триасовая система. *А. И. Бураго, И. В. Бурий, И. И. Берсенев* 197
Нижний отдел 198
Южно-Приморская зона 198
Даубихинская зона 201
Средний отдел 202
Южно-Приморская зона 202
Даубихинская зона 204

http://jurassica.ru/

Стр.

Нижний и средний отделы нерасчлененные . . . 205
Верхний отдел . . . 206
Южно-Приморская зона . . . 208
Даубихинская и Алчанская зоны . . . 212
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня . . . 217
Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня . . . 219
Прибрежная зона . . . 222

Триасовые отложения нерасчлененные . . . 224
Сводное описание триасовых отложений. *И. И. Берсенев* . . . 225

Юрская система . . . 228

Нижний отдел . . . 230

Южно-Приморская зона. *И. В. Коновалова* . . . 230
Прибрежная зона. *А. И. Бураго* . . . 232
Средний отдел . . . 233
Южно-Приморская и Западно-Приморская зоны. *И. В. Коновалова* . . . 233
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. *Б. Я. Черныш* . . . 235
Прибрежная зона. *А. И. Бураго* . . . 235

Нижний и средний отделы нерасчлененные. *Б. Я. Черныш* . . . 237
Верхний отдел . . . 238

Южно-Приморская зона. *И. В. Коновалова* . . . 238
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. *Б. Я. Черныш* . . . 241

Юрские отложения нерасчлененные. *А. И. Бураго* . . . 243
Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня. *Ю. Н. Размахнин* . . . 243
Бикинская зона. *И. И. Берсенев* . . . 247

Сводное описание юрских отложений. *И. И. Берсенев, И. В. Коновалова* . . . 248

Меловая система . . . 255
Нижний отдел. *В. Н. Верещагин, В. П. Коновалов* . . . 256

Южно-Приморская и Даубихинская зоны, Суйфунская подзона и прилегающие районы . . . 257
Алчанская зона . . . 266
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня . . . 268
Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня . . . 272
Прибрежная антиклинальная зона . . . 279
Бикинская зона . . . 282

Верхний отдел. *И. И. Берсенев, В. Н. Верещагин, В. П. Коновалов, И. З. Бурьянова* . . . 283

Западно-Приморская, Южно-Приморская, Даубихинская зоны и прилегающие районы . . . 283
Алчанская зона . . . 293
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня . . . 295
Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня . . . 298
Прибрежная зона . . . 303
Бикинская зона . . . 309

Сводное описание меловых образований. *И. И. Берсенев, В. П. Коновалов, В. С. Маркевич* . . . 312

Кайнозойская группа . . . 317
Палеогеновая система. *И. И. Берсенев, Ю. Б. Устиновский, И. З. Бурьянова, С. И. Неволина, В. В. Медведев* . . . 317

http://jurassica.ru/

Стр.

Палеоцен 318
Эоцен 321

Олигоцен 326
Олигоцен нерасчлененный 339

Сводное описание палеогеновых образований. *Ю. Б. Устиновский, С. И. Неволина* 344

Неогеновая система. *И. И. Берсенев, Ю. Б. Устиновский, С. И. Неволина, И. З. Бурьянова* 350

Миоцен 351
Усть-давыдовский горизонт (нижний и средний миоцен) 351
Усть-Суйфунский горизонт (верхний миоцен) 358
Плиоцен 361
Суйфунский горизонт 361

Сводное описание неогеновых образований. *Ю. Б. Устиновский* 367
Четвертичные отложения. *И. И. Берсенев, В. К. Сохин,* при участии *Б. П. Поды, Л. П. Карауловой* 373
Нижнечетвертичные отложения 374
Упагдинский горизонт 374
Елабужский горизонт 380

Среднечетвертичные отложения 381

Ханкайский горизонт 382

Вяземский горизонт 383

Верхнечетвертичные отложения 386
Фудзинский горизонт 386

Тыльский надгоризонт 386
Современные отложения 388
Мухенские слои 388
Чукчагирские слои 389
Нерасчлененные современные отложения 390
Нерасчлененные четвертичные образования 391
Сводное описание четвертичных отложений. *И. И. Берсенев* 395

Глава пятая. **Интрузивный магматизм.** *И. И. Берсенев* 400

Протерозойский интрузивный комплекс. *Е. П. Леликов* 400
Среднепалеозойский интрузивный комплекс. *М. Г. Руб, Б. И. Васильев, И. К. Пущин* 406

Южно-Приморская зона 406
Зона Ханкайского массива 413
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня 421

Позднепалеозойский интрузивный комплекс 425

Южно-Приморская зона. *М. Г. Руб, Б. И. Васильев, И. К. Пущин* 425
Западно-Приморская зона. *М. Г. Руб, Б. И. Васильев, И. К. Пущин* . . . 429
Зона Ханкайского массива. *М. Г. Руб, Б. И. Васильев, Ю. С. Липкин* . . . 438
Даубихинская зона. *М. Г. Руб, Б. И. Васильев, И. К. Пущин, Ю. Н. Размахнин* 442
Бикинская зона. *Ф. Р. Лихт* 447
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. *И. К. Пущин, Ю. Н. Размахнин, С. М. Тащи* 447
Контактовый метаморфизм и метасоматоз, связанные со средне- и позднепалеозойским интрузивными комплексами. *М. Г. Руб.* 450
Юрский интрузивный комплекс. *М. Г. Руб, Б. Л. Залищак* 451

http://jurassica.ru/

Стр.

Позднемеловой интрузивный комплекс 460
Татибинская интрузивная серия (сенон?). *А. И. Бурдэ, Э. П. Изох, Ю. Н. Размахнин* 461
Бачелазская интрузивная серия (сенон — датское время). *А. И. Бурдэ, Э. П. Изох* 465
Жильные породы татибинской и бачелазской серий 476
Приморская интрузивная серия (датское время). *М. А. Фаворская, А. И. Бурдэ, В. И. Рыбалко* 477
Контактовый метаморфизм, связанный с позднемеловыми интрузиями. *М. А. Фаворская, А. И. Бурдэ, Э. П. Изох, Ю. Н. Размахнин* 487
Палеогеновый интрузивный комплекс. *М. А. Фаворская, А. И. Бурдэ* . . . 490
Субвулканические тела и вулканические аппараты позднемелового и палеогенового возраста. *В. И. Рыбалко* 492
Субвулканические базальтоиды неогена (по *Г. М. Гапеевой*) 497
Общая характеристика магматических процессов. *Ю. С. Липкин, А. И. Бурдэ, И. К. Пущин* 503
Глава шестая. **Тектоника** 512
Область палеозойской складчатости 513
Зона Ханкайского массива 513
Лесозаводская подзона. *Ю. Н. Олейник, Ю. С. Липкин* (516). Спасская подзона. *Ю. Н. Олейник* (520). Вознесенская подзона. *Ю. С. Липкин* (523). Гродековская подзона. *Ю. Н. Олейник* (524)
Наложенные структуры Ханкайского массива. *Ю. Н. Олейник* 524
Даубихинская зона. *Ю. Н. Олейник* 529
Позднемеловые и кайнозойские структуры 536
Алчанская зона. *Ю. Н. Олейник* 537
Западно-Приморская зона 540
Краевская подзона. *И. И. Берсенев* (540). Суйфунская подзона. *И. И. Берсенев, Б. И. Васильев* (541), Хасанская подзона. *И. И. Берсенев, Б. И. Васильев* (546)
Позднемеловые и кайнозойские структуры. *И. И. Берсенев, Б. И. Васильев* . . 548
Южно-Приморская зона. *И. И. Берсенев* 550
Позднемеловые и кайнозойские структуры 563
Область мезозойской складчатости 564
Зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. *И. И. Берсенев* 564
Зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня 570
Фурмановский район. *И. И. Берсенев* 572
Кавалеровский район. *И. И. Берсенев, А. И. Бураго* 573
Верхне-Иманский район. *И. И. Берсенев* 574
Арму-Иманский район. *А. И. Бураго* 576
Верхне-Кемский район. *И. И. Берсенев, В. К. Мостовой* 579
Верхне-Бикинский район. *И. И. Берсенев, И. К. Пущин* 581
Самаргинский район. *И. И. Берсенев* 581
Прибрежная антиклинальная зона. *И. И. Берсенев* 581
Бикинская зона. *И. И. Берсенев, Ф. Р. Лихт* 588
Позднемеловые и кайнозойские структуры области мезозойской складчатости. *И. И. Берсенев* 590
Главнейшие разломы. *И. И. Берсенев* 597
Сейсмичность. *И. И. Берсенев* 611
Глава седьмая. **Геоморфология.** *И. И. Берсенев, В. К. Сохин* 612
Формы рельефа дочетвертичного возраста 615
Формы рельефа четвертичного возраста 619
Геологические процессы 624
Геоморфология части дна Японского моря 627
Глава восьмая. **История геологического развития.** *И. И. Берсенев* . . 629
Литература 664

http://jurassica.ru/

Коллектив авторов
ГЕОЛОГИЯ СССР, ТОМ XXXII
Приморский край
часть I. Геологическое описание

Редактор издательства *З. А. Смирнова*
Технические редакторы *Е. С. Сычева, В. Л. Прозоровская, Т. Г. Сивова*
Корректор *Л. И. Окронгло*

Сдано в набор 14/VII 1969 г.
Подписано в печать 19/XI 1969 г.
Т-16219 Формат 70×108 1/16.
Печ. л. 48 с 4 вкл. и 1 картой
Усл. печ. л. 67,2 Уч.-изд. л. 69,0
Бумага № 2 и офсетная Индекс 3—4—1
Заказ 773/10648—1
Тираж 2000 экз. Цена 5 руб. с приложением

Издательство «Недра». Москва, К-12,
Третьяковский проезд, д. 1/19
Ленинградская картфабрика ВАГТ

https://jurassica.ru/