



А. О. Мазарович

# ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ В ПАЛЕОЗОЕ И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.О. МАЗАРОВИЧ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ  
ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ  
В ПАЛЕОЗОЕ  
И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

*Труды, вып. 392*



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A.O. Mazarovich

TECTONIC DEVELOPMENT OF SOUTH PRIMOR'YE  
IN PALEOZOIC AND EARLY MESOZOIC

*Transactions, vol. 392*

Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. — М.: Наука, 1984. — 104 с.

Показано широкое распространение на территории Южного Сихотэ-Алиня нижнемезозойских образований. Среди них выделены верхнепермские—среднетриасовые, среднетриасовые, карнийско-ниженеорийские, верхнеорийские—среднеюрские толщи, объединенные в сихотэ-алинский комплекс. Установлен послепозднепермский возраст вангоуской серии, считавшейся ранее среднепалеозойской. Стиль тектоники Южного Приморья во многом определяют чешуйчато-надвиговые и покровные структуры, сформированные в позднеюрское-раннемеловое и турон-раннесенонское время. Аллохтонные массивы "габброндов" условно среднепалеозойского возраста рассматриваются как меланократовое основание, на котором произошло заложение структур Сихотэ-Алиня. Предложена новая схема тектонического развития Приморья, которое рассматривается совместно с Японскими островами. Отмечено геологическое сходство обоих регионов, которые развивались в палеозое—раннем мезозое как единая приокеаническая зона.

Табл. 4, ил. 42, библиогр.: с. 96—101 (182 назв.).

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),  
член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев,  
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

академик Ю.М. Пушаровский

Editorial board:

Academician A.V. Peive (Editor-in-Chief),  
Corresponding-member of Academy of Sciences of the USSR P.P. Timofeev,  
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov

Responsible editor

Academician Yu.M. Pushcharovskiy

## ВВЕДЕНИЕ

История геологического развития Приморья обычно рассматривается в рамках классической геосинклинальной теории. Большинство исследователей считают, что структуры Сихотэ-Алиня формировались на жестком кристаллическом основании, подобном Ханкайскому массиву. Структура Приморья представляется как ряд антиклинориев и синклинориев, разделенных глубинными разломами. Доминирующая роль в тектоническом развитии региона отводится вертикальным движениям. Вместе с тем в последние годы появились данные, существенно изменившие взгляды на стратиграфию и тектонику как отдельных районов, так и Приморья в целом.

Цель выполненного автором исследования — на основе регионально-тектонического изучения Южного Сихотэ-Алиня разработать современные представления о его строении, реконструировать структурное развитие на ранних этапах тектонической эволюции региона и таким образом определить тектоническую природу горного сооружения. Полученные данные проливают свет и на тектоническую историю континентальных окраин северо-запада Тихого океана вообще, а эта проблема представляет исключительный интерес с точки зрения выяснения тектонических взаимоотношений в системе океан—континент.

Работа выполнена на основе материала, полученного автором в 1977—1981 гг. в разных районах Приморского края РСФСР (рис. 1), и обобщения литературных данных. В ходе исследований собрано большое количество микрофауны радиолярий и конодонтов, что совместно с другими данными позволило выделить в бассейне р. Уссури среднетриасовые, карнийско-ниженнорийские, верхненорийские—среднеюрские образования, относимые автором к сихотэ-алинскому комплексу. Показано, что значительная часть верхненорийских-среднеюрских пород представляет собой тектонизированные гравитационные микститы, которые в районах исследования содержат глыбы и обломки более древних пород. Специальное внимание обращено на изучение вангоуской серии, поскольку ее геологическое строение очень важно для расшифровки структурного развития Южного Сихотэ-Алиня. Выяснено, что возраст этой серии не среднепалеозойский, как считалось раньше, а позднепермский—раннемезозойский. Стиль тектоники Южного Приморья определяют чешуйчато-надвиговые и покровные структуры, сформированные в позднеюрское—раннемеловое и турон-раннесенонское время. Массивы "габброидов" рассматриваются в работе как реликты меланократового основания, на котором произошло заложение структур Сихотэ-Алиня.

На основании полученных фактов предложена новая схема тектонической зональности юга Приморья, а также показано, что в палеозое—раннем мезозое эта территория развивалась как приокеаническая зона. Автором разработана новая схема сопоставления тектонических зон Приморья и Японии, которые были тесно связаны между собой в рассматриваемое время. В конечном итоге в работе выясняется, в какое время и каким путем в пределах описываемого региона Тихоокеанского пояса происходило формирование земной коры континентального типа. Все эти положения, как представляется, существенно важны для

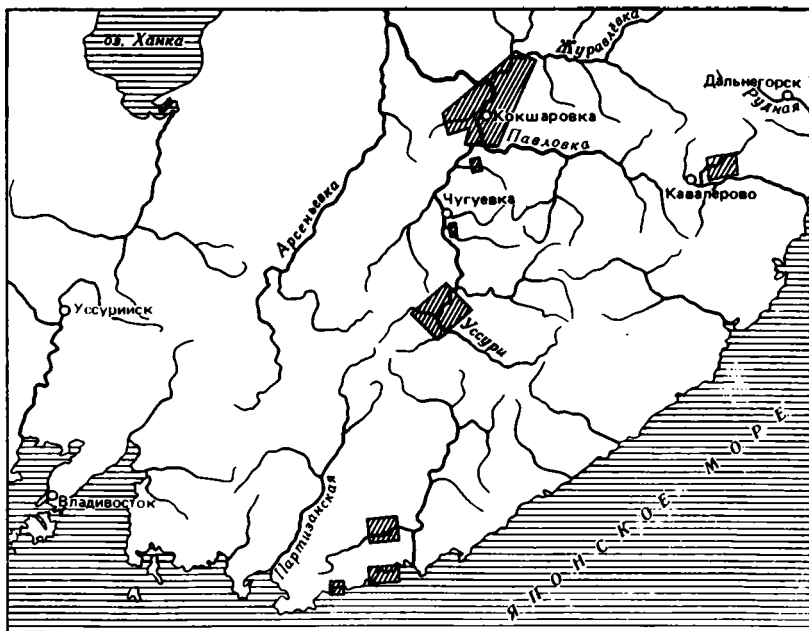


Рис. 1. Расположение основных районов работ

металлогенического анализа Южного Сихотэ-Алиня и конкретных прогнозных построений в отношении рудных месторождений этого края.

При проведении исследований автором было растворено около 200 образцов, из которых были извлечены радиолярии и конодонты. В работе использованы данные химического анализа некоторых пород, выполненного в химической лаборатории Геологического института АН СССР, просмотрено большое количество прозрачных шлифов.

Работа выполнена в лаборатории тектоники приокеанических зон Геологического института АН СССР под руководством академика Ю.М. Пушаровского.

В ходе работы автор получил ценные советы и полезные замечания от Е.Н. Меланхолиной, В.П. Зинкевича, Ю.Н. Разницына, А.В. Рихтера, О.А. Шмидта, В.С. Руденко. Большую практическую помощь автору оказали И.В. Хворова, В.А. Аристов, Н.Ю. Брагин, М.В. Пятакова, Д.И. Витухин, И.И. Тучков, В.В. Голубов. Всем, кто способствовал написанию работы, автор приносит свою глубокую благодарность.

ГЛАВА ПЕРВАЯ  
**ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ  
О ТЕКТЕНИКЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ**

История изучения геологического строения территории Южного Приморья многократно рассматривалась в различных работах. Подробное изложение этого вопроса за период 1850—1917 гг. имеется в третьей и четвертой частях книги В.А. Обручева "История геологического исследования Сибири" [1934, 1937], 1917—1950 гг. — в монографии П.Н. Кропоткина и др. [1953]. Более поздние представления изложены, например, в работе С.А. Салуна [1978], а также в Геологии СССР, т. 32 [1969]. Вместе с тем три проблемы, имеющие принципиальное значение для понимания геологической истории Южного Приморья и Сихотэ-Алиня вообще, во всей имеющейся литературе освещены недостаточно. К их числу относятся: эволюция взглядов на тектоническую зональность Приморья, характер основания, на котором произошло заложение тектонических структур, и, наконец, роль горизонтальных движений в тектоническом развитии региона. Коснемся имеющих сведений по этим проблемам.

История формирования представлений о тектонической зональности начинается со Схематической тектонической карты южной части Дальневосточного региона, которая была составлена А.З. Лазаревым в 1937 г. [Лазарев, 1939]. Эта мелкомасштабная схема (масштаб 1:6 000 000) явилась не только тектонической, но и геодинамической (рис. 2). Наряду с Сихотэ-Алинским антиклинорием, Сихотэ-Алинским синклинорием, периферической антиклинальной зоной показаны разнонаправленные движения масс земной коры. На схеме выделены также важнейшие надвиги, направления складчатости в палеозое и мезозое, ареалы распространения разновозрастных гранитоидов (древние, меловые и послемеловые). Таким образом, эта схема явилась не только отражением знаний о регионе в целом, но и первым опытом реконструкции геодинамической обстановки на протяжении палеозоя—мезозоя.

В 1953 г. в работе П.Н. Кропоткина с соавторами была опубликована Схема тектонического районирования советского Дальнего Востока и сопредельных территорий (масштаб: 1:12 500 000) и Тектоническая карта части Дальнего Востока (масштаб 1:5 000 000). На схеме выделен ряд тектонических зон в пределах мезозойской складчатости, к которой относилась территория Приморья. Среди них: Ханкайский массив, Прибрежная антиклинальная зона, три антиклинория (Главный, Муравьевский и Бикинский), а также сопряженные с ними синклиналильные зоны: Даубихинская, Суйфунская и Главного синклинория. Изображены шесть структурных этажей, сложенных разновозрастными породами. Кроме них, показаны простирания дислоцированных отложений, оси антиклинальных и синклиналильных структур, надвиги и сбросы. Часть побережья Приморья (от р. Киевки до г. Советская Гавань) отнесена к области альпийской складчатости. По мнению авторов, складчатые дислокации северо-восточного простираания развивались унаследованно в течение перми и мезозоя (до середины мела). В середине мела геосинклиналильная область стала сушей, прекратились проявления складчатости. В конце мела—кайнозое происходили лишь глыбовые движения.

В 1956 г. Н.А. Беляевский предложил Тектоническую схему Приморья (рис. 3), на

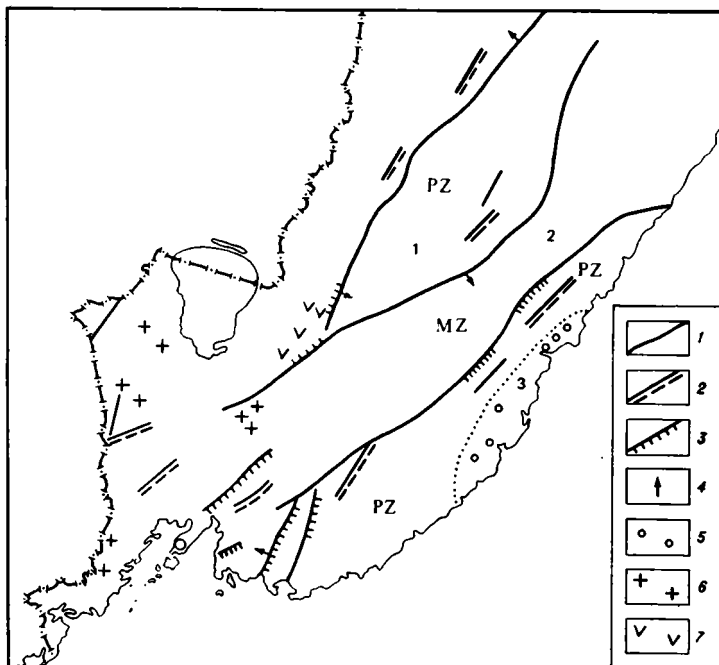


Рис. 2. Схематическая тектоническая карта южной части Дальневосточного региона [Лазарев, 1939]  
1—2 — направление складчатости: 1 — в палеозое, 2 — в палеозое-мезозое; 3 — надвиги; 4 — направление движения масс; 5—7 — граниты: 5 — послемеловые, 6 — нижнемеловые, 7 — древние

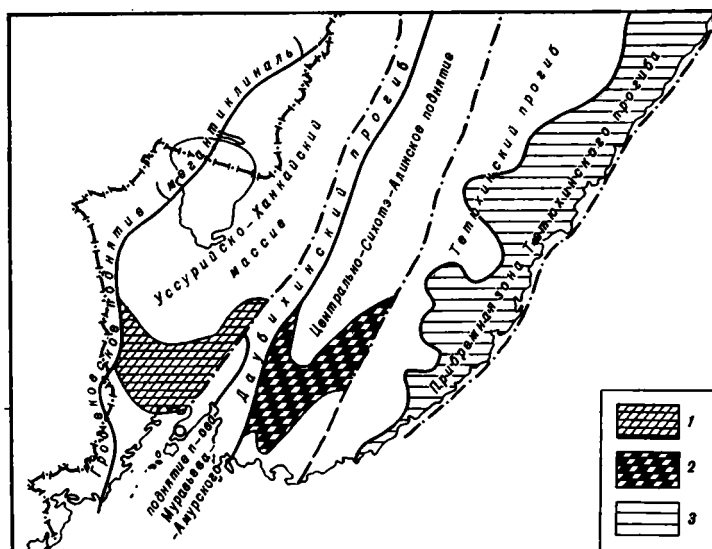


Рис. 3. Тектоническая схема Приморья [Беляевский, 1956]  
1 — погруженные в мезозое части Уссурийско-Ханкайского массива; 2 — погруженная во второй половине мезозоя часть Центрального Сихотэ-Алинского поднятия; 3 — область преимущественного распространения молодых эффузивов

которой впервые были показаны крупнейшие структурные швы: Западный-, Центральный- и Восточный-Сихотэ-Алинский. Кроме того, были выделены Уссурийско-Ханкайский массив, Даубихинский прогиб с поднятием Муравьева-Амурского, Центральное Сихотэ-Алинское поднятие, Тетюхинский прогиб и прибрежная зона последнего. Западные районы Приморья входили в состав Гродековской мегантиклинали. Особым знаком выделялись погруженные в различное время части массива и Центрального поднятия, а также область распространения молодых эффузивов.

Тремя годами позже была опубликована Схема тектонического районирования Приморья (масштаб 1:3 300 000, рис. 4), составленная И.И. Берсеньевым [1959]. Вся территория юга края была разделена на области каледонской (?), герцинской и мезозойской складчатости. В пределах этих областей были показаны анти- и синклинальные зоны и структурные швы, выделенные Н.А. Беляевским, а также Южно-Сихотэ-Алинский шов.

Если две последние схемы были сходны, то Схема фациального и тектонического районирования Южного Сихотэ-Алия [Иванов, 1961] (рис. 5) заметно от них отличалась. Впервые было подмечено трехчленное строение территории и каждая часть (структурно-фациальная зона) получила собственное наименование: Гродековская, Ханкайская и Сихотэ-Алинская. Значительным шагом вперед явилось нанесение Центрально-Сихотэ-Алинского и Меридионального разломов. На схеме имелись обозначения элементов палеогеографии для различных эпох, оси разновозрастных структур, а также две зоны мезозойской складчатости: внутренняя и внешняя.

На Тектонической карте Евразии [1966] Приморье было отнесено к области мезозойской складчатости. Был выделен ряд тектонических элементов северо-восточного простираения и Ханкайский массив. В Главном антиклинории установлен герцинский геосинклинальный комплекс, который рассматривался как складчатое основание Приморской системы.

Крупным обобщением явилась Схема тектонического районирования Приморского края (досреднесенонские структуры), составленная под редакцией И.И. Берсенева [Геология, СССР, 1969]. Анализ огромного фактического материала позволил авторам выделить области палеозойской и мезозойской складчатости, а также наиболее крупные структуры в их пределах (рис. 6): Ханкайский срединный массив, зоны Гродековскую, Даубихинскую, Западно-Приморскую, Южно-Приморскую, Главного антиклинория, Главного синклинория и Прибрежную антиклинальную. Почти во всех тектонических подразделениях имелись подзоны. Схема дополнялась более крупномасштабными тектоническими картами на отдельные части тектонических зон.

70-е годы ознаменовались появлением ряда тектонических схем, являющихся, впрочем, в основном модификациями ранее предложенных. Вместе с тем имеются и резко отличные. На Тектонической схеме Приморья (масштаб 1:40 000 000) В.П. Уткина [1977] выделены области континентальной коры домезозойской консолидации, различные комплексы Приморской моноклинали, большое количество разломов, разнообразных по своему характеру; отражены геодинамические представления автора: направления смещения частей земной коры в палеозое и мезозое—кайнозое. Она отличается большой сложностью: показаны зоны с континентальной корой домезозойской консолидации, районы распространения комплексов пород, отдельных формаций, оси погружения структур и т.д.

В Геологическом институте АН СССР по новому принципу (тектоническое районирование проводится в соответствии с временем образования континентальной коры) составлены обзорная Тектоническая карта Северной Евразии (масштаб 1:5 000 000) [1980], а также Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей (масштаб 1:2 500 000) [1979]. На этих картах изображена и территория Приморья, на которой выделены меланократовый фундамент, комплексы



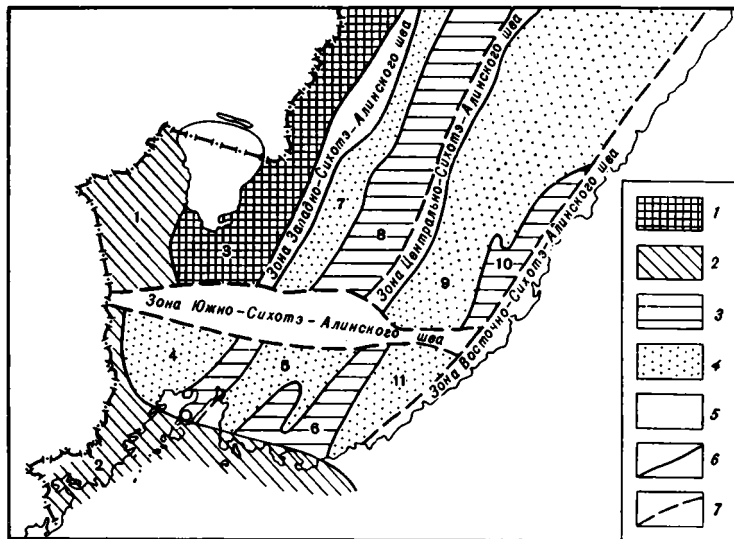


Рис. 4. Схема тектонического районирования Приморья [Берсенов, 1959]

1—4 — области складчатости: 1 — каледонской (?), 2 — герцинской, 3 — мезозойской; 3 — антиклинальные зоны, 4 — синклиналильные зоны; 5 — зоны структурных швов (глубинных разломов); 6—7 границы: 6 — установленные, 7 — предполагаемые. Структуры: 1 — Гродековский антиклинальный массив; 2 — Хасанский антиклинальный массив; 3 — Ханкайский массив; 4 — Суйфунская синклиналильная зона; 5 — Сучанская синклиналильная зона; 6 — Сучано-Судзукская антиклинальная зона; 7 — Даубихинская синклиналильная зона; 8 — Главный антиклинорий Сихотэ-Алиния; 9 — Главный синклиналирий Сихотэ-Алиния; 10 — Прибрежная антиклинальная зона; 11 — Судзукская синклиналильная зона

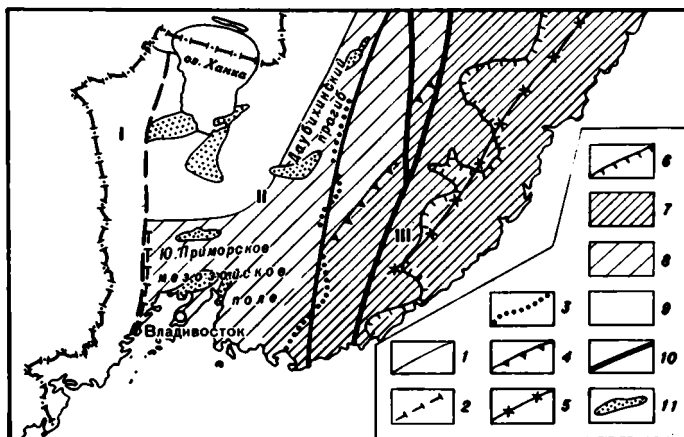


Рис. 5. Схема фациального и тектонического районирования Южного Сихотэ-Алиния [Иванов, 1961, упрощено]

1—6 — границы: 1 — структурно-фациальной зоны, 2 — западная триасовых и юрских трансгрессий и ингрессий, 3 — восточная меловых (баррем-туронских) континентальных бассейнов, 4 — площади распространения мезозойского комплекса терригенных формаций Сихотэ-Алиинской фациальной зоны, 5 — предполагаемая северо-западная Тетюхинской подзоны Сихотэ-Алиинской фациальной зоны, 6 — площади главного распространения мезозойско-кайнозойских вулканогенных формаций; 7—8 — зоны мезозойской складчатости: 7 — внутренняя, 8 — внешняя; 9 — субплатформа мезозойской складчатости; 10 — главнейшие разломы; 11 — третичные (эоцен — нижний миоцен) депрессии. Структурно-фациальные зоны: I — Гродековская, II — Ханкайская, III — Сихотэ-Алиинская

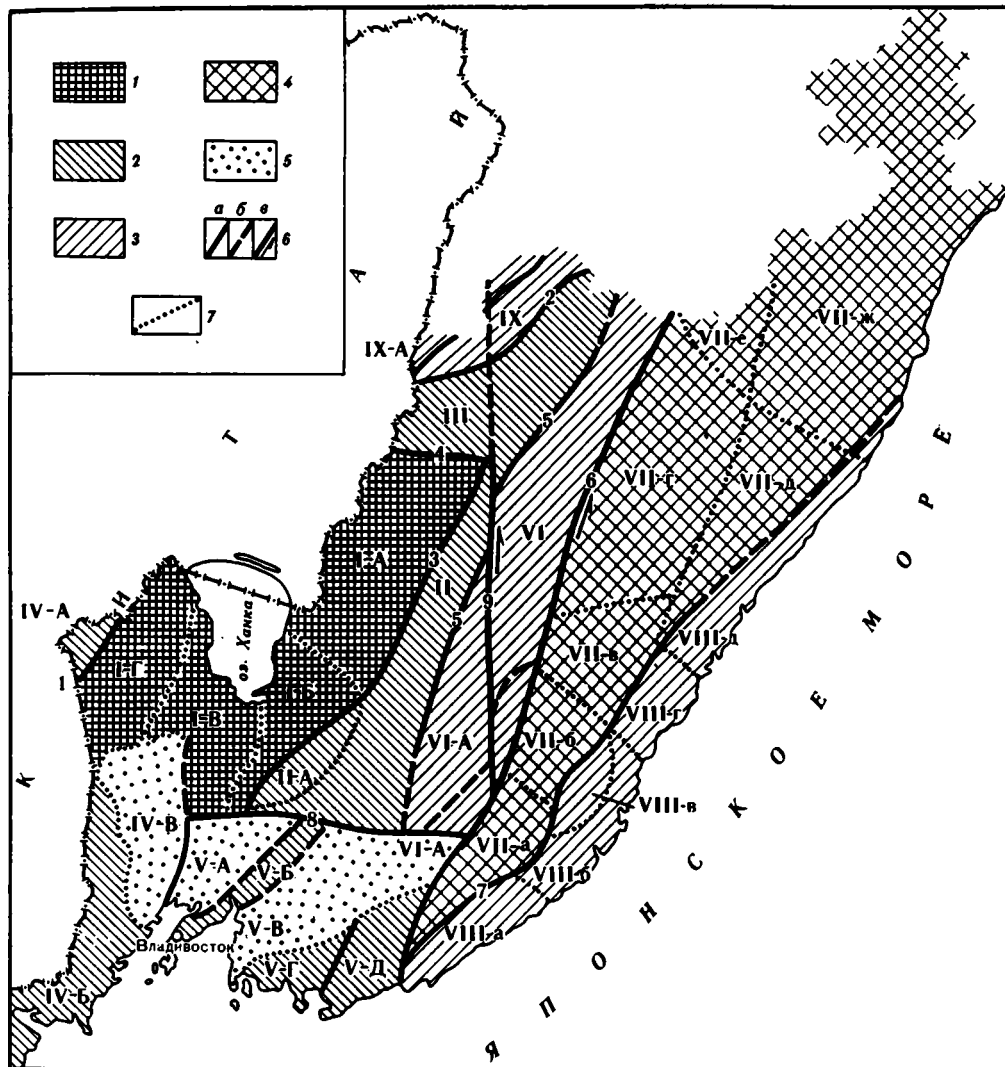


Рис. 6. Схема тектонического районирования Приморского края (досреднесенонские структуры) [Геология СССР, 1969]

Область палеозойской складчатости: 1 — зона среднепалеозойской складчатости, 2 — зона позднепалеозойской складчатости; область мезозойской складчатости: 3 — антиклинальные зоны, 4 — зона геосинклинального прогиба; 5 — мезозойские наложенные впадины (подзоны); 6 — структурные швы и крупные разломы: а — установленные, б — предполагаемые, в — позднемиоценовые сдвиги; 7—8 — границы структурно-фациальных: 7 — зон вне швов, 8 — подзон и рудных районов. I — Ханкайский срединный массив, подзоны: Лесозаводская (I-A), Спасская (I-B), Вознесенская (I-B), Гродековская (I-Г); II — Даубихинская зона с Синегорской (II-A) подзоной; III — Алчанская зона; IV — Западно-Приморская зона, подзоны: Краевская (IV-A), Хасанская, (IV-B), Суифунская (IV-B); V — Южно-Приморская зона, подзоны: Спутинская (V-A), Муравьевского антиклинория (V-B), Сучано-Даданьшаньская (V-B), Дунайско-Сучанская (V-Г), Сучано-Судзукского антиклинория (V-Д); VI — зона Главного синклинория Сихотэ-Алиня с Сандагоу-Ограниской (VI-A) подзоной; VII — зона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, рудные районы: Фурмановский (VII-a), Кавалеровский (VII-b), Верхнеиманский (VII-в), Арму-Иманский (VII-г), Верхнекемский (VII-д), Верхнебикинский (VII-е), Самаргинский (VII-ж); VIII — Прибрежная антиклинальная зона, рудные районы: Щербаковский (VIII-a), Ольгинский (VIII-b), Восточно-Кавалеровский (VIII-в), Тетюхинский (VIII-г), Тернейский (VIII-д); IX — Бикинская зона с Култухинской (IX-A) подзоной. Структурные швы: 1 — Западно-Приморский; 2 — Алчанский; 3 — Западный Сихотэ-Алинский; 4 — Иманский; 5 — Даубихинский; 6 — Центральный Сихотэ-Алинский; 7 — Прибрежный; 8 — Южно-Сихотэ-Алинский; 9 — Фудзинь-Иманский сдвиг

переходной стадии, комплексы—показатели формирования гранитно-метаморфического слоя, комплексы—показатели становления континентальной коры, поля траппов и платобазальтов, разломы.

Таким образом, на протяжении 45 лет для Приморья было составлено около 20 тектонических схем разного масштаба. Анализируя их, можно проследить эволюцию взглядов на тектоническое развитие края. Они явились фундаментом как для геологосъемочных работ, так и для металлогенических построений. Тем не менее из-за отсутствия достаточных стратиграфических и структурных данных многие стороны тектонической зональности оставались недостаточно аргументированными и выясненными.

История взглядов на характер фундамента и тектоническое развитие Приморья также отличается большой разнородностью, а иногда и противоречивыми толкованиями одних и тех же фактов. В целом можно выделить два принципиально разных направления. Согласно одному, геосинклинальная система Сихотэ-Алиня была заложена на сравнительно мощном сиалическом основании [Беляевский, Громов, 1962]. С этим направлением тесно смыкается представление С.А. Салуна [например, 1978] о существовании жесткого основания, подобного Ханкайскому массиву. Близки к этим представлениям взгляды В.М. Афанасьевой [1977, 1978], предполагающей древнюю субконтинентальную кору в Главном антиклинории и Прибрежной антиклинальной зоне; Л.Д. Мирошникова [1971], рассматривающего развитие Приморья как последовательное наложение на древние консолидированные области все более молодых прогибов; а также коллектива авторов Геологии СССР, т. 32 [1969] и многих других.

Второе направление объединяет геологов, предполагающих первичное океаническое основание в Приморье. Б.А. Иванов [1962, 1963] считал, что Сихотэ-Алинская область образована на краю каледонского континента в среднем(?) палеозое, в удалении от которого имелось основание с океанической корой, а вблизи него — земная кора переходного типа. Н.П. Васильковский [1968] трактовал геосинклинально-орогенный этап развития Прибрежного антиклинория как последовательное преобразование океанической коры эвгеосинклинальной области в кору континентального типа.

В настоящее время это направление разрабатывается в Геологическом институте АН СССР, в частности автором. К меланократовому фундаменту отнесены выходы древних габброидов (Сергеевские, Чугуевский и пр.). Развитие Приморья рассматривается как последовательное преобразование океанической коры в кору континентального типа [Тектоника континентальных..., 1980; Тектоника Северной..., 1980; Мазарович, 1981, 1982].

Таким образом, можно отметить, что представления о характере основания, на котором произошло формирование структур Сихотэ-Алиня, диаметрально различаются у различных авторов. Нет единого представления и о времени заложения геосинклинали Сихотэ-Алиня. В зависимости от той или иной точки зрения не только выделяются различные этапы формирования структуры, но и привлекаются разнообразные механизмы тектонических процессов, что немедленно влечет за собой многочисленные и весьма разнообразные палеотектонические и палеогеографические реконструкции. Соответственно из литературы можно видеть в Приморье и девонскую зону Беньофа [Рыбалко и др., 1978], и геодинамическое воздействие на Приморье Япономорского и Хингано-Буреинского массивов в результате тангенциальных напряжений, обусловленных погружением этих массивов [Салун, 1978], и древние островные дуги [Салун, 1978; Игнатова, 1977, 1979], и шельфы, и параплатформенные моря [Мельников, 1973]. В последние годы появились плейтотектонические построения [Шевченко, Лошак, 1980; Ван-Ван-Е, 1976] с разнообразными разнонаклоненными зонами субдукции, трансформными разломами и пр. Последние представления для территории Приморья нам кажутся

неприемлемыми. Весьма различно интерпретируется динамика разрывных нарушений региона, большинство которых считается вертикальными.

Роль горизонтальных движений в Приморье остается еще далеко не понятой. Пожалуй, к первым данным о возможности существования таких перемещений можно отнести описание опрокинутых на юго-восток складок на севере Сихотэ-Алиня [Эдельштейн, 1905]. Несколько позже В.П. Виттенбург [1918] выделял в районе пролива Стрелок шарьяж нижнего мезозоя на среднемезозойские комплексы, который охватил пространство от 6 до 10 км. В 30-е годы появился ряд работ, подчеркивающих присутствие покровных структур в Приморском крае. М.М. Тетяев предполагал, что "вся Уссурийская полоса с ее простираем NNE надвинута на северо-западные участки" [1934, с. 7]. Через несколько лет В.А. Обручев, ссылаясь на результаты дореволюционных работ Дуниковского, Токарского и Новака, считал, что известняки восточного склона Сихотэ-Алиня, между р. Рудной и бухтой Ольга, "образуют остатки покрова надвига" [1936, с. 562]. Двумя годами позже тот же автор, пользуясь данными П.В. Виттенбурга и др., писал, что "в южной части Сихотэ-Алиня и на соседних полуостровах имеется покров шариажа, в результате сильной складчатости к юго-юго-востоку, корни которой должны быть на дне Японского моря" [1938, с. 1048]. Вместе с тем отмечалось, что с этой точкой зрения не согласны Г.П. Волярович, В.З. Скороход и А.Н. Криштофович.

В середине 50-х годов Н.А. Беляевским и Ю.Я. Громовым [1955] был описан Центрально-Сихотэ-Алинский шов, который рассматривался как серия надвигов, существовавших с триаса, причем предполагалось погружение Главного синклинория под Главный антиклинорий. В конце десятилетия Ю.Я. Громов [1959] упомянул о наличии чешуйчатой структуры в Черниговском синклинории. Наконец, в 1962 г. Н.А. Беляевский и Ю.Я. Громов, описывая Главный антиклинорий, отмечали, что многие складки испытывают тенденцию к опрокидыванию на юго-восток и осложняются складками более высокого порядка. Складчатая структура сильно нарушена разломами, среди которых главную роль играют надвиги [Беляевский, Громов, 1962]. Последние, по их данным, присутствуют и в Арсеньевской зоне.

В работе Б.А. Иванова [1961] Центральный Сихотэ-Алинский и Меридиональный разлом рассматриваются уже как сдвиги; с которыми сопряжены пологие надвиги в долине р. Павловки. В дальнейшем упомянутый выше автор развил свои представления о сдвиговых деформациях. Важную роль горизонтальным движениям отводил И.И. Берсенев [1964], выделивший целую группу надвиговых дислокаций с преимущественным движением масс с юго-востока на северо-запад. К этому же времени В.И. Силантьев [1963] опубликовал описание Меридионального разлома с амплитудой левосдвигового смещения в 35—40 км.

В конце 60-х годов из печати вышла крупнейшая монография [Геология СССР, 1969], в которой были сконцентрированы и систематизированы факты по тектонике региона. Среди прочего здесь можно найти описание или упоминание почти о 30 надвигах, развитых во всех выделенных тектонических зонах.

Таким образом, к началу 70-х годов назрела необходимость в тщательной систематике и изучении горизонтальных движений в Приморье. Впервые такая целенаправленная работа появилась в 1972 г. [Иванов, 1972]. Б.А. Иванов подробно и всесторонне рассмотрел в монографии положение Центрально-Сихотэ-Алинского разлома как крупного левого сдвига с амплитудой порядка 200 км. Параллельно с описанием сдвиговых деформаций были упомянуты надвиги в долине р. Уссури и в районе месторождения Восток-2, где были "выявлены отчетливые надвиговые поверхности северо-восточного простираения с падением на юго-восток" [Иванов, 1972, с. 45]. Образование надвигов связывалось с действием левостороннего сдвига.

Двумя годами позже И.И. Берсенев [1974] опубликовал работу, в которой история тектонического развития региона тесно связывалась с разновозрастными раздвиговыми процессами. Наконец, в конце 70-х годов появилась целая серия работ, посвященных горизонтальным движениям. В сводной работе авторами

указывалось на наличие офиолитов в всячем боку Арсеньевского разлома, что "позволяет предположить более широкое распространение шарьяжей, чем считалось раньше" [Берсенов и др., 1977, с. 70]. "В Дальнегорском районе картировочным бурением был доказан крупный одноименный надвиг, а в Кавалеровском — шарьяж с горизонтальным перемещением не менее 15 км" [Там же, с. 71—72], отмечался еще целый ряд надвигов с амплитудами от 1 до 25 км.

Принципиально новыми для познания горизонтальных движений в Приморье явились работы В.П. Уткина [1979, 1980 и др.]. Им на основании детальных структурных работ было доказано и выделено большое количество левосторонних сдвигов с различными амплитудами перемещения. Автор приводил также примеры надвигов палеозойского времени, трансформированных в мезозое—кайнозое в левые взбросо-сдвиги. Предполагалось северо-западное смещение масс в верхнем мезозое—кайнозое, выделялись субширотные и северо-западные раздвиги поздне-мелового—кайнозойского времени. В.П. Уткин считал, что габброиды Сихотэ-Алиня находятся в аллохтонном залегании.

Наконец, в последние годы появились данные о наличии олистостромовых горизонтов — показателей надвиговых процессов [Мельников, 1977; Белянский, Никитина, 1978]. В печати были опубликованы описания конседиментационных надвигов в районе с. Павловка [Мельников, Голозубов, 1980]. Автором настоящей работы установлено, что массивы габброидов представляют собой аллохтоны, а в среднем течении р. Уссури существует чешуйчатая структура с северо-западными падениями, указано на существование серпентинитового меланжа на побережье Японского моря [Мазарович, 1979, 1981, 1982].

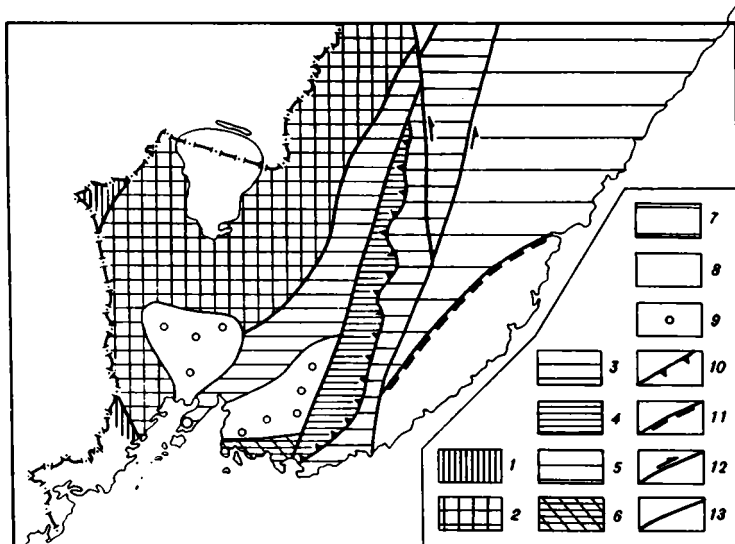
Накопленные данные с определенностью ставят проблему широкого распространения надвиговых структур в Южном Приморье, имеющих, возможно, большую протяженность и значительную амплитуду. Роль этих структур такова, что можно ставить вопрос о покровном соотношении между некоторыми тектоническими зонами и подзонами. В меру имеющихся данных, автор приведет ниже соответствующую аргументацию.

## ГЛАВА ВТОРАЯ

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Тектоническая зональность любого региона является той основой, на которой осуществляется прогнозирование распространения полезных ископаемых и делаются регионально-тектонические обобщения. Выше было показано, что к настоящему времени существует около 20 разнообразных схем тектонической зональности Южного Приморья, вместе с тем новые данные по строению отдельных зон и Приморья в целом заставляют наполнить новым содержанием уже выделенные тектонические подразделения<sup>1</sup>. Задача настоящей главы познакомить читателя в самом кратком виде с разработанной автором схемой тектонической зональности (рис. 7) и терминологией, чтобы было ясно, о чем идет речь в дальнейшем тексте. Отметим, что на предлагаемой схеме не рассматриваются структуры, возникшие в послераннемеловое время. Но, прежде чем коснуться схемы, необходимо сделать следующие предварительные замечания. Под тектонической зоной автор подразумевает часть земной коры, которая характеризуется особенностями форма-

<sup>1</sup> Автор старался максимально сохранить общепринятые названия зон.



**Рис. 7. Схема тектонической зональности Южного Приморья**

1 — Западно-Приморская мегазона; 2-3 — Ханкайская мегазона: 2 — Ханкайский массив, 3 — Арсеньевская зона; 4-8 — Сихотэ-Алинская мегазона: 4-6 — Западно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона: 4 — Сергеевская подзона, 5 — Уссурийская подзона, 6 — Дунайская подзона, 7 — Восточно-Сихотэ-Алинская зона, 8 — Прибрежная зона; 9 — наложенные впадины; 10-11 — надвиги: 10 — Сергеевской подзоны, 11 — Прибрежной зоны; 12 — основные сдвиги; 13 — крупные разломы

ционного состава отложений, специфическим стилем тектоники, индивидуальными чертами истории тектонического развития. При наличии в той или иной части тектонической зоны специфических осадочных, вулканогенных или магматических комплексов выделяются тектонические подзоны. Совокупность тектонических зон, объединяемых общим фундаментом, образует тектоническую мегазону.

#### **ЗАПАДНО-ПРИМОРСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА**

Она протягивается вдоль западной части Ханкайского массива. По данным А.М. Смирнова [1975], мегазона была заложена на новообразованной океанической коре палеозойского возраста. В ней выделяются две тектонические зоны: Краевская и Хасанская. Первая из них образована [Геология СССР, 1969] мощным комплексом отложений силурийского (?) и позднермского возраста, слагающих две сложно построенные складки. В Хасанской зоне распространены верхнермские прибрежно-морские и континентальные вулканогенные отложения, смятые в брахиформные складки. На всей территории мегазоны известны средне- и позднелпозойские интрузии гранитоидов. Далее эта мегазона нами не рассматривается.

#### **ХАНКАЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА**

По глубине залегания древнего фундамента она разделяется на Ханкайский массив и Арсеньевскую тектоническую зону.

**Ханкайский массив** представляет собой фрагмент дорифейского синклизического субстрата [Тектоника континентальных..., 1980] и соответствует выходам на поверхность древнего метаморфического основания и его чехла. Основание сложено мраморами, высокоглиноземистыми сланцами, гнейсами и кварцитами средне-позднерпозойского возраста. Породы изменены в гранат-кордиеритовой, ортоклаз-биотит-силлиманитовой, зеленосланцевой, амфиболитовой, кварц-мусковитовой фациях метаморфизма [Мишкин, 1981]. По данным

Е.П. Леликова [1981], с верхнепротерозойскими образованиями связаны метасоматические и анатектоидные гранитоиды калиевого ряда. Чехол сложен карбонатно-терригенными толщами рифейского и кембрийского возраста.

Ханкайский массив хорошо выделяется изометричными или слабо вытянутыми в субширотном и северо-западном направлениях аномалиями силы тяжести и положительными магнитными аномалиями мозаичного характера, изменяющимися в пределах  $\pm(50-100)$  гамм [Геология СССР, 1969]. Мощность базальтового слоя, по данным ГСЗ<sup>1</sup>, меняется от 10—15 км на севере до 20 км на юге. Мощность "гранитно-метаморфического" слоя изменяется от 14—15 до 17 км на севере и до 11—16 км на юге. Характерной чертой Ханкайского массива является наличие слоя пониженных скоростей  $v_{пл} = 6,0$  км/с с мощностями от 2,5 до 6 км. По данным С.А. Салуна и С.В. Потапьева [1980], для рассматриваемой зоны характерны сложные деформации рельефа глубинных поверхностей раздела в земной коре. Здесь же имеется смещение примерно на 30° по глубокому горизонту поверхности нижней толщи "гранитно-метаморфического" слоя и кровли фундамента. Эти данные совместно с наличием надвиговых структур указывают на значительную тектоническую расслоенность земной коры зоны, а также на ее возможное аллохтонное залегание. Этому обстоятельству, очевидно, способствовало наличие слоя с пониженными скоростями.

Арсеньевская тектоническая зона протягивается в субмеридиональном направлении от залива Петра Великого до долины р. Большая Уссурка. С востока зона ограничена Арсеньевским разломом, с запада — Западно-Сихотэ-Алинским. Она представляет собой область опускания структур Ханкайского массива, на которых в девоне и перми формировались комплексы пород вулканогенно-терригенного состава. В триасе и юре здесь накапливались существенно терригенные образования. В зоне широко распространены гранитоиды позднепалеозойского возраста. По данным ГСЗ, глубинные границы в пределах зоны неконформны друг другу. Мощность "базальтового" слоя изменяется от 16 км у Западно-Сихотэ-Алинского разлома до 12 км вблизи Арсеньевского. Мощность "гранитно-метаморфического" слоя 14—16 км, "осадочно-эффузивного" — 7—8 км.

#### СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА

Она делится на три крупные тектонические зоны с запада на восток: Западно-Сихотэ-Алинскую, Восточно-Сихотэ-Алинскую и Прибрежную.

Западно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона протягивается широкой полосой субмеридионального простираения от побережья Японского моря до р. Бикин на севере. По данным ГСЗ, мощность "базальтового" слоя изменяется от 17 км на западе до 14 км на востоке, "гранитно-метаморфического" составляет 13—15 км, причем наименьшие мощности отмечаются в ее осевой части. Мощность "осадочно-эффузивного" слоя плавно увеличивается в юго-восточном направлении, достигая 10 км. По данным С.В. Потапьева [1980], этой зоне соответствуют максимальные мощности земной коры (40—42 км) и подъем границы Мохоровичича. На профилях ГСЗ обращает на себя внимание наличие многочисленных границ изменения динамики волн, приуроченных в основном к "базальтовому" слою. Магнитное поле зоны близко к нулю, в восточной же части выделяется полоса линейных положительных магнитных аномалий интенсивностью от 300—500 до 1300 гамм. Эти аномалии соответствуют телам основного и ультраосновного составов [Шило, Кучук, 1968]. По данным этих авторов, к восточной части аномальной зоны приурочена полоса активного понижения силы тяжести с запада на восток. По результатам МТЗ [Врублевский и др., 1974], опорный отражающий горизонт в западной части зоны погружается до глубины 8 км. Восточным

<sup>1</sup> Все данные ГСЗ по [Аргентов и др., 1976].

ограничением зоны в современной структуре является Центральный Сихотэ-Алинский разлом, по которому происходит опускание земной коры Восточной зоны на 5 км. По структурно-формационным особенностям в Западной зоне можно выделить три тектонические подзоны: Сергеевскую, Уссурийскую и Дунайскую.

Сергеевская тектоническая подзона характеризуется широким распространением массивов габброидов, находящихся в аллохтонном залегании [Мазарович, 1979]. Кроме того, в зоне распространены терригенные образования пермского и вулканогенно-терригенно-кремнистые комплексы раннемезозойского возраста. По надвигам Сергеевская подзона перекрывает Уссурийскую тектоническую подзону.

Уссурийская тектоническая подзона отличается широким распространением вулканогенно-терригенных, кремнистых, терригенных формаций раннемезозойского возраста, сложенных спилитами, кремнями, алевролитами, песчаниками, микститами. Эти породы слагают совместно с небольшими телами габброидов чешуйчато-надвиговую структуру, наклоненную на северо-запад. В подзоне имеются дайки ультраосновных щелочных пород, а также более крупные массивы: Кокшаровский, Ариадненский. В целом для подзоны характерна сильная тектонизация практически всех пород.

Дунайская тектоническая подзона отнесена к Сихотэ-Алинской мегазоне несколько условно, на основании присутствия в ней массивов габброидов. Вместе с тем по ряду признаков правомочно ее отнесение и к Ханкайской тектонической мегазоне. Большая часть зоны скрыта под наложенными впадинами. Характерной чертой является наличие метаморфических пород с древними значениями абсолютного возраста.

Восточно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона характеризуется широким распространением мезозойских терригенных образований (юра—мел), смятых в напряженные линейные складки северо-восточного простираения. По данным ГСЗ, мощность "базальтового" слоя изменяется от 12 до 18 км, "гранитно-метаморфического" — от 10 до 16 км, а "осадочно-эффузивного" достигает 10 км около восточного ограничения.

Прибрежная тектоническая зона — наиболее восточная зона Сихотэ-Алинской мегазоны. Характерной чертой ее является наличие выступов палеозойских и нижнемезозойских комплексов из-под образований вулканического пояса. В зоне развиты чешуйчато-надвиговые структуры с падением плоскостей на юго-восток, разбитые крутопадающими разломами на блоки и осложненные концентрическими вулканоплутоническими просядками. По данным ГСЗ, мощность "базальтового" слоя достигает 12 км, "гранитно-метаморфического" — 10—14 км, "осадочно-эффузивного" — 6—9 км. Западным ограничением Прибрежной зоны считается зона Фурмановского разлома [Нарбут, 1978], падение которого близко к вертикальному. Вместе с тем присутствие большого количества запорокинутых залеганий позволяет предполагать первоначальное покровное залегание зоны на отложениях Восточной тектонической зоны.

В заключение отметим, что территория Южного Приморья характеризуется широким распространением фанерозойских образований. При этом наиболее древние из них приурочены к западным частям края, более молодые — к восточным. Палеозойские массивы гранитоидов в основном сконцентрированы в Ханкайской и Арсеньевской зонах, а также в Дунайской тектонической подзоне. Верхнемеловой гранитоидный магматизм развит повсеместно, характеризуя время формирования континентальной земной коры в регионе. В геофизических полях [Аргентов и др., 1976] рассматриваемая область характеризуется неоднородностью. По особенностям аномальных гравитационных аномалий в редукции Буге территория Приморья делится на три зоны: на западе — повышенных и высоких аномалий, восточнее — пониженных и низких аномалий и прибрежную зону интенсивного градиента силы тяжести. По данным Ю.Ф. Малышева и Н.П. Романовского [1980], для Сихотэ-Алинской мегазоны характерен избыток плотности, составляющий



0,05—0,10 г/см<sup>3</sup>. Поверхность М [Салун, Потапьев, 1980] залегает на глубине 36 км, постепенно повышаясь к востоку до глубины порядка 20 км. Эти же авторы указывают на то, что проекции разломов фундамента на поверхности М смещены либо в восточном, либо в западном направлении на 30—50 км. При этом восточные падения разломов несколько преобладают над западными. Кроме того, с глубиной наблюдается горизонтальное смещение блоков земной коры преимущественно в восточном направлении.

### ГЛАВА ТРЕТЬЯ

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

В Южном Приморье распространены отложения широкого возрастного диапазона. Ниже речь будет идти о палеозойских и нижнемезозойских породах.

### КЕМБРИЙ, ОРДОВИК, СИЛУР

Кембрийские отложения [Окунева, Репина, 1973] известны в Ханкайской тектонической мегазоне, где они залегают согласно на рифейских образованиях [Шехоркина, 1966]. К нижнему отделу относят песчано-сланцевую толщу, сложенную полимиктовыми песчаниками, сланцами и известняками. Общая мощность 800 м. Толща охарактеризована археоциатами. Она надстраивается отложениями прохоровской свиты — известняками и сланцами, кремнистыми породами и известняками с прослоями доломитизированных известняков. Общая мощность 3000 м. Возраст устанавливается по многочисленным находкам археоциат и водорослям.

Считается, что аналогами прохоровской свиты являются отложения смольнинской и рудоносной свит. Первая сложена доломитами с прослоями филлитовидных сланцев, кремней и известняков, мощность которых достигает 500 м. Рудоносная свита согласно залегает на смольнинской. Это — серицитовые, серицит-хлоритовые и графитовые сланцы, джеспелиты с общей мощностью до 400 м. Разрез нижнего отдела кембрийской системы надстраивается отложениями дмитриевской свиты, представленными массивными известняками и глинисто-мергелистыми сланцами с редкими прослоями песчаников. В известняках обнаружены биостромы и биогермы, сложенные остатками археоциат, трилобитов и водорослей. Мощность свиты 2100 м. Возрастным аналогом дмитриевской свиты является первомайская свита, сложенная доломитами и известняками мощностью до 600 м. Выше этих пород находятся конгломераты меркушевой свиты. В гальках обнаружены кремни, известняки, песчаники, алевролиты и т.д. Мощность разреза около 580 м.

Нижне-среднекембрийские отложения представлены медвежинской свитой, которая сложена алевролитами, песчаниками, конгломератами в верхней части с общей мощностью до 1600 м. Средний—верхний отделы кембрия согласно надстраивают описанные образования. Породы представлены переслаиванием алевролитов, глинистых сланцев и тонкозернистых песчаников мощностью до 2700 м. Они перекрываются песчаниками и конгломератами фанзой толщи (2100 м) и песчаниками с прослоями алевролитов снегуровской толщи (3800 м). Разрез среднего—верхнего кембрия венчается реттиховской свитой [Изосов, 1981], для пород которой характерна пестроцветная окраска. Она сложена песчаниками и алевролитами мощностью до 3000 м. Для свиты характерно присутствие линз сургучно-красных алевролитов и косослоистые текстуры. По данным Л.А. Изосова

[1981], возрастным аналогом свиты является толща липаритовых порфиров, ортофиров и песчаников (900 м).

Ордовик и силур на территории Приморья твердо не доказаны. Данные об отложениях этого возраста противоречивы, и поэтому мы их рассматривать не будем.

## ДЕВОН

Девонские образования широко распространены в восточных районах Ханкайской тектонической мегазоны, но лишь одиночные находки древних организмов могут указывать на возможность их распространения в Сихотэ-Алине. Наиболее полный разрез образований девонского возраста изучен в Южном Синегорье [Изосов, 1977, 1978, 1981]. Здесь в низах разреза залегают морские отложения вассиановской свиты. Они представлены конгломератами и песчаниками (до 67%), алевролитами с единичными прослоями известняков. Для пород характерны пестро- и сероцветная окраска, присутствие в значительных объемах кварцевых, олигомиктовых и аркозовых песчаников, диабазов и вулканогенно-осадочных пород. В песчаниках имеются гальки и валуны липаритовых порфиров, фельзитов, лейкократовых порфировидных гранитов. В известняках вассиановской свиты встречены остатки средне- и верхнедевонских фораминифер. Общая мощность свиты достигает 2585 м. Она несогласно залегает на отложениях реттиховской свиты, несогласно перекрываясь, в свою очередь, левочерниговской свитой. Последняя сложена спилитами и диабазами (до 79%), туфоалевролитами, туфопесчаниками и конгломератами. Девонский возраст диабазов определен палеомагнитным методом.

Возможным аналогом этих двух свит являются отложения тихорецкой свиты (4310 м) — полимиктовые известковистые гравелиты, песчаники и конгломераты с отдельными прослоями диабазов и туфов основного состава. Морские образования девона согласно перекрываются континентальными образованиями светояровской свиты, которая сложена липаритовыми порфирами и их туфами (около 75%), их туфолавами, фельзитами и их кластолавами, туфоконгломератами. Общая мощность достигает 3890 м. Светояровская свита согласно перекрывается толщей туфоалевролитов и туфопесчаников (250 м), которые надстраиваются люторгской свитой. Последняя сложена туфоконгломератами, конгломератами, песчаниками, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфами и туфолавами кислого состава. В туфоалевролитах были обнаружены остатки среднедевонских растений. Общая мощность свиты оценивается в 1200 м. Без видимого несогласия отложения люторгской свиты перекрываются толщей диабазов (400 м).

Кроме указанного места, континентальные отложения девонского возраста известны [Мельников, Бураго, 1974] в бассейнах рек Артемовки, Комаровки, Черниговки, Раковки, в районе г. Артема, сел Виноградовка, Ново-Гордеевка, а также на п-ове Трудном. Везде они представлены конгломератами, песчаниками мощностью от 700 до 1200 м. Повсеместно собрана флора.

Фаунистически охарактеризованные отложения девонского возраста в пределах Сихотэ-Алинской тектонической мегазоны, кроме Дунайской подзоны, практически не известны. К ним можно отнести [Геология СССР, 1969] известняки с остатками криноидей и строматопороидей, которые слагают глыбу в сланцах вангоуской серии. В Прибрежной зоне имеются находки (бассейн руч. Скалистого) в карбонатно-кремнистых породах [Назаров и др., 1978] средне-верхнедевонских радиолярий, а также девонских синезеленых водорослей [Воробьева и др., 1978].

## КАРБОН

Каменноугольные образования в пределах Ханкайской тектонической мегазоны представлены "шевелевской толщей", обнаженной на п-ове Муравьева-Амурского [Зими́на, 1978], которая представлена туфобрекчиями, туффитами и алевролитами с прослоями сажистых углей. В толще обнаружены остатки флоры, свидетельствующие о позднедевонском—раннекаменноугольном возрасте. Видимая мощность 60—70 м.

В Западно-Сихотэ-Алинской зоне отложения каменноугольного возраста слагают глыбы в нижнемезозойских образованиях. Это серые, реже розовые известняки, представленные мшанково-криноидными, ступково-водорослевыми и пелитоморфными разностями [Киреева и др., 1976]. Видимые размеры глыб достигают иногда 100 м. Известняки охарактеризованы многочисленными остатками фораминифер, которые были отнесены к семи фораминиферовым зонам [Соснина, Никитина, 1977].

В Прибрежной зоне каменноугольные образования представлены кремнисто-карбонатными отложениями. В пантовой свите [Воробьева и др., 1978] они сложены обломочными, пелитоморфными, афанитовыми, оолитовыми, водорослевыми известняками, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами и песчаниками. В известняках собраны остатки фораминифер [Геология СССР, 1969], а в кремнистых породах — радиолярии каменноугольного и пермского возрастов (устное сообщение В.С. Руденко). По данным Е.А. Киреевой и др. [1976], мощность свиты достигает 1800 м. В бассейне ключа Скалистого [Воробьева и др., 1978] отложения каменноугольного возраста сложены алевролитами, переслаиванием кремнистых сланцев с кремнистыми алевролитами, конгломератами, известняками с пелитоморфной текстурой, известковисто-кремнистыми брекчиями. В них собраны фораминиферы, мшанки и остатки синезеленых водорослей. Мощность этих образований в районе горы Зарод достигает 1000—1500 м, причем в этот интервал вписываются отложения от нижнего карбона до перми включительно. Мощность скалистореченской свиты 2300 м. Мощность массивов известняков достигает 800 м.

## ПЕРМЬ

Стратиграфия перми разработана наиболее полно для Ханкайской тектонической мегазоны. В соответствии с целями нашей работы, приведем наиболее общие сведения по геологии пород пермского возраста, не обсуждая те или иные спорные вопросы.

Наиболее древними отложениями пермского возраста являются породы дунайского горизонта (верхи ассельского—артинский ярус) [Никитина, 1978]. Они представлены [Зими́на, 1977] туфами, туфобрекчиями порфиритов, алевролитами, песчаниками, туфоконгломератами. Терригенные породы часто образуют ритмичное переслаивание. Возраст отложений надежно датируется многочисленными находками фауны и флоры. Общая мощность достигает 1750 м.

Дунайский горизонт надстраивается абрежским (верхи нижнего отдела перми), в который объединены в последнее время веснянский и решетниковский горизонты [Аблаев и др., 1979]. В состав этих отложений входят [Зими́на, 1977] песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов и глинисто-углистых сланцев. В гальках конгломератов обнаружены граниты, кварцевые порфиры, песчаники, алевролиты. Отложения охарактеризованы флорой и фауной. Общая мощность превышает 2500 м. В Арсеньевском прогибе низам абрежского горизонта (свиты) соответствует [Киселева, Бурого, 1978] порфиритовая толща, охарактеризованная конюшковским флористическим комплексом. Эти отложения согласно перекрываются поспеловской свитой, сложенной ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами, порфиритами и их туфами, фельзит-порфирами, которые, по данным В.И. Бурого,

А.В. Киселевой и др., считаются корнями вулканов владивостокского горизонта. Мощность поспеловской свиты составляет 800 м. Внутри нее проводится граница между отложениями ранне- и позднепермского возраста.

Владивостокский горизонт (нижний подотдел верхней перми) залегает на нижележащих образованиях согласно [Неволин, 1978] и складывается эффузивными и вулканогенно-осадочными образованиями — порфиритами, их туфами, туфопесчаниками, фельзитами (1200 м). В отложениях горизонта собраны остатки растений, фораминиферы, брахиоподы и др. Образования чандалазского горизонта (нижний подотдел верхней перми) широко распространены на территории Ханкайской мегазоны и залегают с размывом [Геология СССР, 1969] на более древних породах. Возраст определяется по многочисленным находкам фауны и сицинскому флористическому комплексу. Чандалазская свита сложена валунно-галечниковыми конгломератами, песчаниками, порфиритами, известняками, различными вулканогенно-осадочными породами. Мощность меняется в широких пределах, достигая местами 1000 м. Разрез пермских отложений<sup>1</sup> венчается отложениями людензинского горизонта (верхний подотдел верхней перми). Его отложения представлены [Тащи, 1977] грубообломочными породами, песчаниками и алевролитами. Иногда отмечаются прослои витрокластических туфов кислого состава. Общая мощность отложений изменяется от 1100 до 1160 м. Верхняя часть разреза пермских отложений (чандалазская свита и отложения людензинского горизонта) известны также на территории Сергеевской подзоны.

Данные о пермских отложениях в Сихотэ-Алинской мегазоне менее систематизированы. В Западно-Сихотэ-Алинской зоне они слагают глыбы либо тела невыясненного структурного положения. На самом юге Сихотэ-Алия в отложениях вангоуской серии залегают крупные олистоплаки кремнистых пород (подробнее см. главу четвертую) с конодонтами пермского возраста. В районе с. Бреевка на простирании кремней скалы Церковь были обнаружены радиолярии (сборы В.С. Руденко): *Latenofistula* sp. (L. ex gr. *astricta* Nazarov), *Latenodiota* (?) sp. (L. ex gr. *L. amfigna* Nazarov), *Praeconocaryomma* ? sp., *Albaillella* sp. (*Parafollicucullus* sp. ex gr. *P. fusiformis* Holdworth et Jones, 1980), *Formentus* sp. Nasarov. Из небольшой глыбы на водоразделе рек Уссури и Извилинка были выделены радиолярии (сборы автора): *Albaillella* sp. (= *Parafollicucullus* sp. ex gr. *P. fusiformis* Holdworth et Jones, 1980). Возраст радиолярий, по мнению В.С. Руденко, конец ранней перми.

К пермским отложениям относятся также многочисленные глыбы известняков, которые встречаются либо среди терригенных, либо среди эффузивных пород раннемезозойского возраста. Наконец, в пределах Западно-Сихотэ-Алинской зоны к верхней перми относят слюдистые песчаники с остатками криноидей и фораминифер [Мельников, Голозубов, 1980] мощностью до 280 м. Эти образования прослеживаются от бассейна р. Журавлевки до г. Партизанска. Они с размывом ложатся на габброиды и постепенно, без видимого несогласия, перекрываются алевролитами триасового возраста. В пределах Прибрежной зоны к пермским отложениям относят части пантовой свиты, сложенные [Геология СССР, 1969] спилитами, известняками и кремнистыми породами с общей мощностью до 1100 м. Кроме того, многие тела известняков, часто невыясненного структурного положения, также имеют пермский возраст.

#### НИЖНИЙ МЕЗОЗОЙ

Породы триасового возраста широко распространены на территории Южного Приморья. Однако состав отложений этого возраста и их мощности существенно различаются на территории Ханкайской и Сихотэ-Алинской мегазон.

На территории Ханкайской мегазоны триасовые отложения представлены

<sup>1</sup> Более полные сведения о строении отложений пермского возраста можно получить, например, из работ С.М. Тащи [1974а, б, 1978], В.И. Бураго и др. [1974], Л.А. Неволина [1974].

[Кипарисова, 1972] всеми тремя отделами. Нижний триас на западном берегу Амурского залива сложен разнотекстурными песчаниками с линзами и прослоями известняков и с конгломератами в основании (до 150 м). На о-ве Русском они залегают с размывом на палеозойских гранитах. В основании триаса прослеживается базальный конгломерат (50—80 м), в составе галек которого преобладают граниты, эффузивы, известняки с пермской фауной, песчаники, кремнистые породы. Остальная часть разреза сложена полимиктовыми песчаниками (по разным данным от 100 до 180 м). На западном берегу Уссурийского залива нижний триас представлен базальными конгломератами (9 м), известковистыми песчаниками с прослоями и линзами известняков и гравелитов (150 м), тонкослоистыми песчаниками и аргиллитами (150 м). В районе бухты Абрек также присутствуют базальные конгломераты (8—10 м), которые надстраиваются тонкополосчатыми песчаниками с прослоями известняков (около 50 м) и алевролитами (140 м). На восточном берегу Уссурийского залива нижнетриасовые отложения несогласно залегают на пермских эффузивах. В основании прослеживается базальный конгломерат (около 100 м), который подстилает толщу разнотекстурных, нередко косослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (120 м). Северо-восточнее г. Артема нижний триас с конгломератами в основании сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами (около 350 м).

Л.Д. Кипарисова подчеркивает, что по литологии отложения раннетриасового возраста делятся на три части (снизу вверх): "базальные конгломераты, светлоокрашенные (большей частью) полимиктовые песчаники и более темные песчаники и глинистые породы. Текстурированность пород верхней толщи увеличивается с запада на восток, количество прослоев известняков уменьшается с юга на север" [1972, с. 136]. Среднетриасовые породы, по данным того же автора, распространены в тех же районах, что и нижнетриасовые, и повсеместно сложены песчаниками и алевролитами, которые в ряде случаев подстилаются базальными конгломератами (30 м — в районе мыса Института растениеводства). Мощность среднетриасовых отложений в среднем около 300 м.

Верхнетриасовые отложения в районе бывшей д. Або [Кипарисова, 1972] представлены песчаниками, переслаиванием песчаников, алевролитов, углистых сланцев и тонких прослоев угля, туфогенными песчаниками с общей мощностью 500 м. В среднем течении р. Песчанки верхний триас образован песчаниками и алевролитами — 250 м. В бассейне р. Перевозной отложения поздне-триасового возраста сложены песчаниками, мелкогалечными туфоконгломератами с общей мощностью до 230 м.

Триасовые отложения Ханкайской мегазоны хорошо охарактеризованы по всему разрезу остатками фауны либо флоры, благодаря чему разработана детальная стратиграфия этих отложений [например, Олейников, Паевская, 1978].

В восточных районах Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоны к триасу относят [Кипарисова, 1972] мелкозернистые песчаники, алевролиты с прослоями ракушечников с общей мощностью до 850 м. Здесь собраны многочисленные остатки раковин монотисов, которые свидетельствуют о поздне-триасовом возрасте вмещающих пород. В долине р. Правая Поперечка известны ладинские алевролиты (350 м). Подобные образования известны и в более северных районах. Так, в районе с. Павловки [Мельников, Голозубов, 1980] породы поздне-триасового возраста представлены толщей алевролитов (600 м), которые подстилаются условно ниже-среднетриасовыми породами аналогичного состава. Все выше приведенные данные о триасовых отложениях, а также данные по более восточным районам (см. ниже) позволяли считать, что в "триасе в Сихотэ-Алинской геосинклинальной области существовали миеосинклинальное Южно-Приморское (внутреннее) и эвгеосинклинальное Восточно-Приморское моря, разделенные горами Уссури" [Бурый, 1978, с. 113]. Примерно такая же точка зрения излагалась и в других литературных источниках [Геология СССР, 1969, с. 641—642]. Получен-

ные автором данные позволяют изменить точку зрения. Коснемся этого вопроса подробнее.

Ранее в Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоне выделялись обширные площади распространения средне-верхнепалеозойских пород, возраст которых устанавливался по фораминиферам, находящимся в телах известняков. Согласно этим находкам в разрезе описывались [Геология СССР, 1969] несколько свит (снизу вверх): тудовакская, маляновская, самаркинская, удековская и себучарская (рис. 8). Все свиты, кроме тудовакской, объединялись в улахинскую серию раннекаменноугольного—раннепермского возраста. Породы тудовакской свиты по положению в разрезе считались силурийско-девонскими. Однако в литературе отмечалось, что находки фауны не всегда вносят ясность, так как разновозрастные фораминиферы встречались на разных уровнях и, наоборот, разновозрастные — на одинаковых. Высказывались предположения [Иванов, 1962; Геология СССР, 1969], что тела известняков имеют глыбовую природу. Впервые эта мысль получила фактическое обоснование после находок в отложениях тудовакской и маляновской свит радиолярий раннемезозойского возраста, хотя эти свиты и не имели в разрезе известняков [Елисеева и др., 1976]. Позже [Мельников и др., 1978] появились данные о мезозойском возрасте самаркинской и маляновской свит. Эти находки привели к началу коренного изменения взглядов на стратиграфию не только этого района, но и всей субмеридиональной полосы Центрального Сихотэ-Алиня.

Остановимся на терминологии. Согласно Стратиграфическому кодексу СССР, свита — "основная таксономическая единица местного стратиграфического подразделения. Она представляет собой совокупность отложений, развитых в пределах какого-либо геологического района, характеризующихся специфическими фациально-литологическими и палеонтологическими особенностями и занимающих определенное стратиграфическое положение в разрезе" [1979, с. 29]. Внутри свиты не должно быть существенных стратиграфических или угловых несогласий, она должна иметь стратотип. Стратотип должен отличаться наибольшей полнотой разреза, давать "достаточно отчетливое представление о соотношениях и границах слагающих его отложений с непосредственно подстилающими и перекрывающими образованиями, позволять с достаточной определенностью установить положение данного стратиграфического подразделения среди подразделений более высокого стратиграфического ранга" [Геологический словарь, 1973, с. 268]. Согласно Международному стратиграфическому справочнику [1978], стратотипу предъявлены следующие требования. Он должен быть выразительным, доступным для изучения, четко маркированным. Кроме того, должно быть дано геологическое описание, включающее мощность, литологию, палеонтологию, минералогию и другие признаки типового разреза. Подчеркивается необходимость детального описания границ и соотношения с соседними подразделениями. Описание сопровождается профилями, стратиграфической колонкой, структурными разрезами и фотографиями.

Рассмотрим, насколько выполнены указанные требования в отношении, например, самаркинской свиты. Описание ее стратотипа было дано В.Н. Силантьевым [Геология СССР, 1969] по горным выработкам, которых в настоящий момент фактически нет. В состав свиты включены дислоцированные кремни, образующие порой тектонические пластины. Все отложения сильно рассланцованы, будинированы и разбиты разломами. Сходство литологического состава не позволяет однозначно выделять во многих случаях самаркинскую, тудовакскую и маляновскую свиты. В силу указанных причин мы предлагаем временно отказаться от употребления термина "свита" в районе и основывать стратиграфию Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоны на выделении толщ — стратиграфического термина свободного пользования. Согласно Стратиграфическому кодексу СССР, под толщей понимается "совокупность геологических образований, характери-

Система	Подсистема	Сери	Свита
Пермская	Нижний	У а л а н с к а я	Себучарская 3000 м
			Удэковская 900 м
			Самаркинская 2500 м
			Малыновская 1100 м
Силурийская-Великая			Тудовская 5000 м

Рис. 8. Схема стратиграфии палеозойских отложений Главного антиклинория Сихотэ-Алиня [Геология СССР, 1969]

зующихся некоторой общностью входящих в нее пород или их ассоциаций" [1979, с. 35]. Исходя из того, что отложения тудовской свиты находятся в тесной возрастной и генетической связи с образованиями улахинской серии, есть основание увеличивать объем этого стратиграфического подразделения и рассматривать все указанные свиты как сихотэ-алинский комплекс. При этом комплекс представляется "как весьма мощная и сложная по составу и структуре совокупность геологических образований, отвечающая крупному тектоническому этапу в геологическом развитии территории" [Стратиграфический кодекс..., 1979, с. 28]. Возрастные границы комплекса и его объем будут обсуждены.

Отметим, что время формирования той или иной толщи давалось в работе по прямым (остатки организмов) и косвенным (литология и пр.) данным. Первые были получены автором в основном по кремнистым породам и реже по терригенным. Выделение конодонтов и радиолярий производилось по методике Е. Пессаньо и Р. Ньюпорта [Pessagno, Newport, 1972]. Отметим, что извлечение конодонтов осуществлялось по усовершенствованной методике, которая позволяет сократить время выделения до 6 — 10 мин.

за счет увеличения концентрации плавиковой кислоты. Все определения радиолярий мезозойского возраста производились Н.Ю. Брагиным (ГИН АН СССР), конодонтов — В.А. Аристовым (ГИН АН СССР), М.В. Пятаковой (МГРИ) и И.С. Барсковым (МГУ).

Данные по стратиграфии нижнего мезозоя Уссурийской тектонической подзоны рассмотрены на примере районов, в которых автор вел полевые работы. Первый из них (рис. 9) расположен в верхнем течении р. Уссури, южнее впадения в нее р. Извилилки. Здесь, в окрестностях с. Бреевка, сихотэ-алинский комплекс представлен тремя толщами (снизу вверх): вулканогенно-терригенно-кремнистой условно среднетриасового возраста, карнийско-ниженорийского терригенно-кремнистой и черносланцевой (позденорийский век позднего триаса — байосский—батский? века среднеюрского времени).

Вулканогенно-терригенно-кремнистая толща обнажается на левобережье р. Уссури, вдоль восточных отрогов сопки Синей. На водоразделе ключей Терешкина и Первый наблюдаются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Кремнистые породы, представляющие ритмичное переслаивание светло-серых, бежевых кремней (10—15 см) и кремнистых аргиллитов (1—2 см). Радиолярии *Archaeosporoporella* sp., *Dictyomitrella deweveri* Nak. et Nish., *Yeharaia cf. japonica* Nak. et Nish. (определение Н.Ю. Брагина), неопределимые обломки конодонтов. На юго-западном окончании выхода горизонта получены радиолярии *Dictyomitrella ex gr. deweveri* (Nak. et Nish.), *D. cf. deweveri* Nak. et Nish., *Yeharaia* sp., *Sphaeroidea* (определение Н.Ю. Брагина). Малоомощный (50 м) прослой порфиритов зеленого цвета ..... 300
2. Песчаники аркозовые, мелкозернистые, иногда рассланцованные, алевролиты, прослой эффузивов основного состава, сланцы, прослой кремней (2—3 м) ..... 200
3. Кремни светло-серые с радиоляриями мезозойского облика, конодонты *Hindeodella* sp. (определение М.В. Пятаковой) ..... 70
4. Песчаники мелкозернистые, кремни светло-серые, алевролиты черного цвета, эффузивы основного состава. В нижней части пачки кремни составляют до 50% разреза ..... 350
5. Эффузивы основного состава, рассланцованные, с мощной пачкой кремней (около 200 м) и отдельными прослоями серых алевролитов. В верхах — кремни розовые, сильно ожелезненные с марганцовистыми корками, песчаники, алевролиты ..... 1100

Общая мощность приведенного разреза 2020 м.



1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые базальты; 3 — верхнемеловые эффузивы; 4 — верхненорийская — среднеюрская черноташевская толща; 5 — харинийская — нижненорийская кремнисто-терригенная толща; 6 — средне-трассовая вулканогенно-терригенно-кремнистая толща; 7 — верхнепермские терригенные породы; 8 — средне-палеозойские (?) габброиды Бревского массива; 9 — палеогеновые гранит-порфиры; 10 — алевролиты, аргиллиты, нередко пудингового облика; 11 — песчаники; 12 — кремни; 13 — крупноглыбовые микститы; 4 — эффузивы основного состава; 15 — сильно будинированные породы; 16 — динамосланцы; 17 — конгломераты, гравелиты, песчаники; 18 — габброиды; 19 — геологические границы: а — согласные, б — несогласные; 20 — тектонические нарушения: а — надвиги, б — прочие; 21 — элементы залегания: а — наклонные, б — горизонтальные; 22 — точки отбора фауны, индекс указывает возраст



Нижний контакт толщи тектонический, по которому она надвинута на черносланцевую толщу поздненорийского—батского (?) возраста (рис. 10). Верхний контакт также тектонический, по которому на рассматриваемую толщу надвинуты габброиды Бреевского массива. Совместная находка конодонтов и населярий свидетельствует о несомненном триасовом возрасте отложений. Первый комплекс радиолярий с *Archeospongoprunum* является анизийско-ладинским. Второй — среднетриасовым—нижекарнийским. На основании этого возраст вулканогенно—терригенно-кремнистой толщи принимается как анизийский—раннекарнийский.

На водоразделе ключей Терешкина и Викторова обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кремни ожелезненные, окварцованные .....	200
2. Песчаники мелкозернистые, алевролиты с будинами песчаников и кремней серого цвета, сургучные яшмы с остатками радиолярий, пестрые кремни .....	270
3. Песчаники рассланцованные, эффузивы основного состава, милониты по алевролитам. Высыпки известняков (около 1? м) .....	390
Общая мощность 860 м.	

На левом борту долины ключа Викторова в разрезе увеличивается количество эффузивов основного состава. Обнаружены небольшие высыпки мраморизованных известняков серого цвета, рассланцованные диабазы. Общая мощность достигает 700 м. В устье ключа Викторова в коренных выходах обнажены рассланцованные базальтовые порфириты, переслаивающиеся с маломощными прослоями алевролитов и миндалекаменных базальтов. На водоразделе ключей Брусничного и Межевого (правобережье р. Уссури) видимое основание разреза оборвано разломом, после которого обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Кремни серые, ожелезненные с радиоляриями <i>Dictyomitrella deweveri</i> Nak. et Nish. (определение Н.Ю. Брагина), миндалекаменные базальты .....	70
2. Алевролиты черные с маломощными прослоями кремней .....	30
3. Кремни светло-серые, коричневые .....	40
4. Порфириты фиолетового цвета .....	60
5. Кремни светло-коричневые .....	100
6. Алевролиты черные .....	50
7. Кремни черные .....	90
8. Порфириты фиолетового цвета .....	200
9. Кремни черные, брекчированные, переслаивающиеся с алевролитами черными, темно-зелеными, песчаниками аркозовыми, мелкозернистыми, нередко рассланцованными .....	300
10. Эффузивы основного состава, кремни .....	400
Общая мощность 1340 м.	

Обнаруженные радиолярии свидетельствуют о средне-позднетриасовом возрасте пород.

В районе с. Извилилки, в карьере, видно, что среди эффузивов имеются прослои прокварцованных кремней, мощность которых достигает 50—60 м. Видимая мощность разреза 300 м.

Терригенно-кремнистая толща (карний—нижний норий) распространена на водоразделе ключей Журавлев и Тимохин (правобережье р. Уссури). Здесь от горы Обзорной к ключу Тимохину обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Алевролиты черные, песчаники с прослоями кремней (до 20 м) .....	200
2. Кремни ленточные .....	50
3. Песчаники тонкозернистые, переслаивающиеся с черными сланцами .....	280
4. Кремни светло-серые, коричневатые .....	40
5. Алевролиты темные, песчаники .....	230
6. Кремни (два прослоя по 40 м), переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами .....	100
7. Кремни серые, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками. Радиолярии <i>Spongosaturnalis zapfei</i> Kozur. et Mostlev, <i>S. elegans</i> Kozur. et Mostlev, <i>Pseudoheliodiscus aff. riedeli</i> Kozur. et Mostlev .....	50
8. Кремни сильно дислоцированные, высыпки мелкозернистых песчаников .....	30
9. Песчаники с прослоями черных сланцев. Кремнистые сланцы с прослоями сургучных яшм и бордовых радиоляритов .....	150

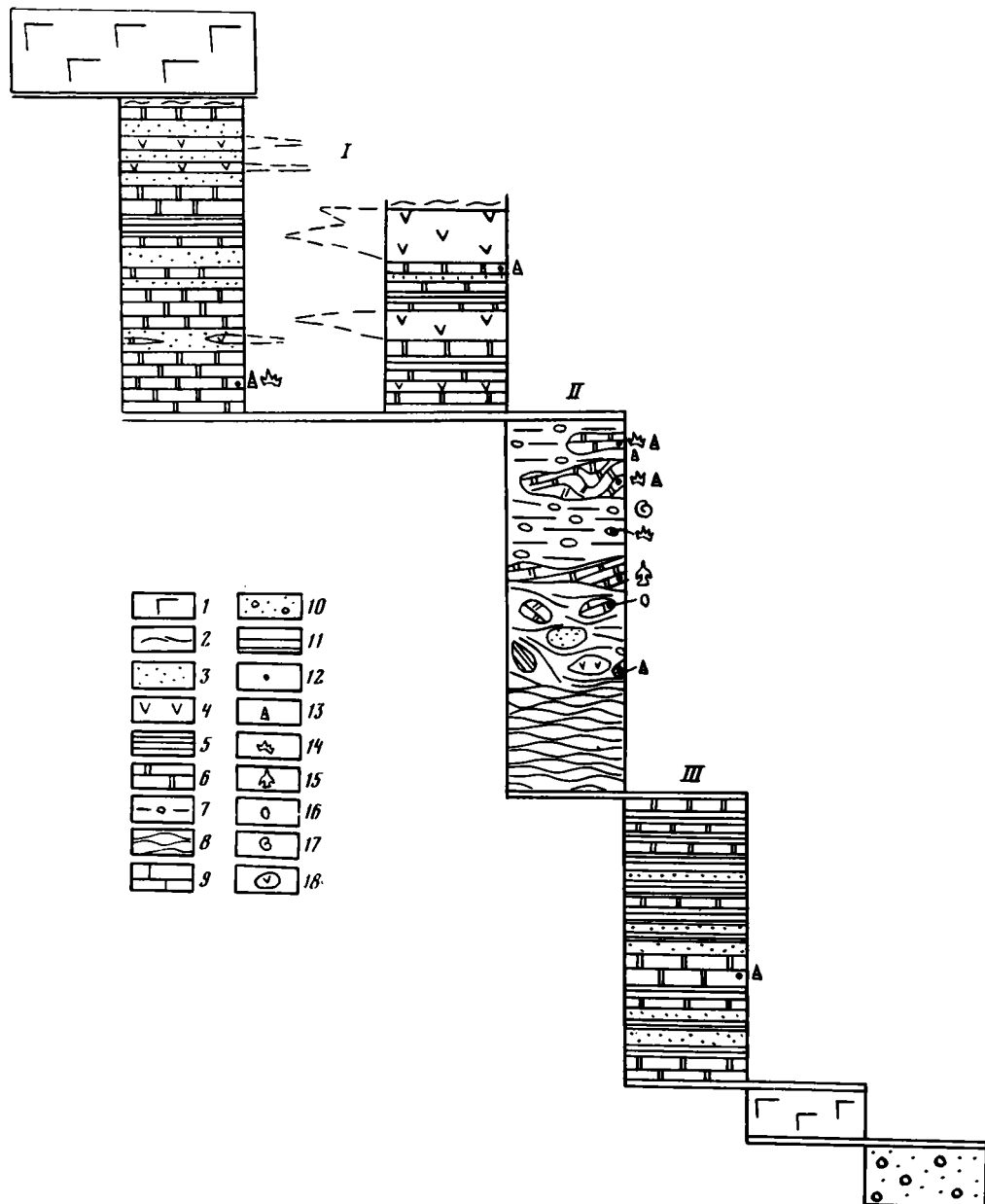


Рис. 10. Тектоно-стратиграфическая колонка района с. Верхняя Бреевка

I — габброиды (PZ<sub>1</sub>?); 2 — динамометаморфизованные породы; 3 — песчаники; 4 — эффузивы основного состава; 5 — алевролиты, алевропелиты; 6 — кремни; 7 — "взмученные" алевролиты; 8 — будинированные алевролиты, пересланывающиеся с кремнистыми породами; 9 — известняки; 10 — конгломераты, песчаники, слюдяные песчаники (P<sub>2</sub>); 11 — тектонические контакты; 12 — точки отбора фауны; 13—17 — фауна: 13 — мезозойские радиолярии, 14 — конодонты, 15 — палеозойские радиолярии, 16 — фораминиферы, 17 — монотисы; 18 — глыбы и олистолиты. I—III — толщи: I — вулканогенно-кремнисто-терригенная (T<sub>2</sub>); II — черносланцевая (T<sub>1</sub>n<sub>2</sub> — J<sub>2</sub>bj-bt (?)); III — терригенно-кремнистая (T<sub>3</sub>k-n<sub>1</sub>)

10. Сланцы по алевролитам темного цвета с будинированными прослоями кремней и песчаников. Песчаники мелкозернистые, желтовато-зеленые составляют до 50% разреза ..... 400
11. Кремни пестроокрашенные ..... 100
- Видимая мощность разреза 1770 м.

По мнению Н.Ю. Брагина, собравший комплекс радиолярий известен из карнийских—ниженорийских отложений Австрийских Альп, а также из карнийских отложений Корякского хребта, где они встречены совместно с *Halobia*. Это позволяет датировать возраст вмещающих отложений как карнийский—ранне-норийский.

На карний-ниженорийские отложения надвинуты породы черносланцевой толщи, составление разреза которой затруднено из-за сильных деформаций. В дорожных выемках шоссе Бреевка—Чугуевка, несколько севернее бывшего с. Нижняя Бреевка, севернее скалы Церковь, обнажены (рис. 11) песчано-алевропелитовые породы с "плавающими" обломками и гальками серых, перекристаллизованных пород, которые представляют собой будинированные тонкокристаллические породы, переслаивающиеся с перетертыми тектоническими глинами. В одном из обломков обнаружен конодонт *Gondolella haslachensis trammeri* Kozur. (определение М.В. Пятаковой), который позволяет датировать его возраст как средний ладин—ранний карний. Выше залегают брекчированные глинистые сланцы, алевролиты и алевропелиты, обломочный материал которых представлен кварцем, спилитами, диабазами и кварц-альбитовыми породами. В шлифах отмечаются присутствие растительного шлама и остатков радиолярий *Nassellaria* (определение Н.Ю. Брагина) плохой сохранности, следы биотурбаций.

В нижней части интервала, в прослое окремненных ракушнякав (мощность около 5 м), автором собраны *Monotis* (*Entomonotis*) *ochotica* (Keyserling), *M. (Entomonotis) ochotica* var. *aequicostata* Kipar., *M. (Entomonotis) ochotica* var. *densistriata* Teller., *M. (Entomonotis) ochotica* var. *eurhachis* Teller., *M. (Entomonotis) sublaevis* (Teller), *Halobia* sp. По мнению И.И. Тучкова, эти формы датируют поздне-норийский возраст. В верхней части отложений появляются маломощные (первые метры) прослои известковистых алевролитов. Вышеописанные породы по тектоническим контактам сменяются дислоцированными радиоляриевыми силицитами и кремнисто-глинистыми породами, окрашенными преимущественно в серые тона (рис. 12). Иногда отмечаются сургучные яшмы и коричневые кремнистые аргиллиты. Как кремнистые, так и кремнисто-глинистые породы содержат остатки конодонтов, а также радиолярии (определение Н.Ю. Брагина) *Archaeospongoprunum japonicum* Nakaseko et Nishimura, *Yeharia ahnolata* Nak. et Nish., *Dictyomitrella deweveri* Nak. et Nish., *Triposyclia* cf. *acythus* De Wever, указывающие на анизийско-ладинский возраст вмещающих отложений. Видимая мощность кремней 40 м.

Через зоны дробления они сменяются глинистыми брекчированными сланцами, черными или травянисто-зелеными аргиллитами, глинистыми сланцами, глинистыми криптокристаллическими силицитами. Сланцы содержат милонитизированные обломки плагиоклазов, осколки кварца и кристаллы пирита. Содержание пелита довольно низкое. В шлифах наблюдаются тонкие прослои карбонатного материала и незначительное количество витрокластиков. Среди сланцев залегают прослои мраморизованных известняков (мощность до 4 м), карбонатизированных алевропелитов. Из глинистых сланцев собраны радиолярии *Gorgansium silviense* Pessagno et Blome, *Zortus* cf. *jonesi* Pessagno et Blome, *Aconthocircus* aff. *dicynocanthus* (Squinatol), *Parvicingula* sp., *Achaedictyomitra* sp., *Hsuum* sp., *Hagiastriidae* gen. indet., *Zartus* sp., *Obesacapsula*? sp., *Pseudodictyomitra* sp. и разнообразные *Nassellaria*, указывающие, по мнению Н.Ю. Брагина, на среднеюрский возраст (байос—бат?) вмещающих пород.

Внутри этой пачки находится блок кремнистых сланцев с радиоляриями *Gorgansium* sp. и многочисленными конодонтами *Neospathodus* sp., *Hindeodella* sp.

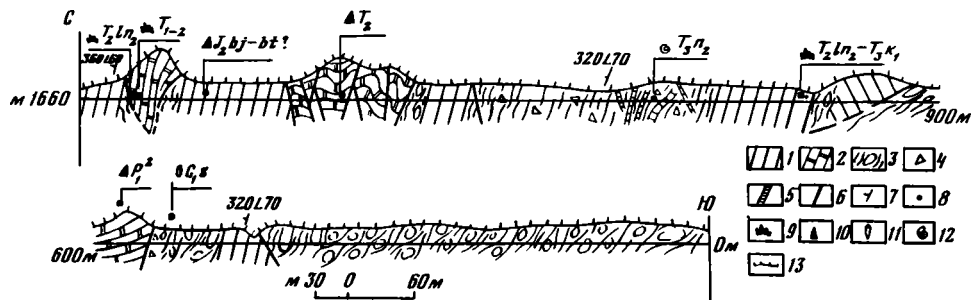


Рис. 11. Геологическое строение дорожной выемки шоссе Бреевка—Чугуевка

1 — алевролиты, алевропелиты; 2 — кремни; 3 — крупноглыбовые микститы; 4 — брекчии; 5 — дайки щелочных лампрофиров; 6 — разломы; 7 — элементы залегания; 8 — точки отбора фауны; 9—12 — фауна: 9 — конодонты, 10 — радиолярии, 11 — фораминиферы, 12 — монотисы; 13 — верхняя кромка дорожной выемки



Рис. 12. Кремнистые породы среднетриасового возраста (дорожная выемка шоссе Чугуевка—Бреевка)

(определение М.В. Пятаковой), которые позволяют датировать возраст кремней как ранний—средний триас. Отсюда же, в 2 м выше по разрезу, были собраны конодонты (определения М.В. Пятаковой) *Gondolella cf. lacialovi* Bud. et Stef., известные из верхнего ладина Болгарии. Видимая мощность терригенных пород в выемке 790 м. К черносланцевой толще относятся также сильно тектонизированные микститы и другие породы, которые описаны в главе четвертой. Общая видимая мощность черносланцевой толщи превышает 2000 м.

Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют о сложном строении черносланцевой толщ, имеющей поздне триасовый — среднеюрский возраст. Она широко распространена в пределах Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоны, и составление ее разрезов в разных местах зоны без определения фаунистических остатков может привести к значительным ошибкам. При этом отметим, что определение должно проводиться исключительно на органических остатках, выделенных из породы тем или иным методом. Определения радиолярий в шлифах, а также конодонтов носят предварительный характер.

Рассмотрим строение более северного района работ, который расположен в окрестностях сел Уборка, Кокшаровка, Саратовка и Самарка. Отметим, что чешуйчато-надвиговая структура района не позволяет составить цельного представления о разрезах тех или иных толщ. Поэтому мы приведем сведения о строении только фаунистически охарактеризованных отложений. Общая картина распределения возрастных комплексов на площади показана на рис. 13.

Наиболее древними отложениями района являются эффузивы основного состава с глыбами известняков палеозойского возраста, кремни и алевролиты (толща эффузивов с глыбами известняков, соответствующая по объему себучарской свите). В районе ключа Щуровского [Белянский, Никитина, 1978] толща сложена темно-серыми, серыми алевролитами с линзовидными и изометричными включениями светлого туфового материала, спилитами с глыбами алевролитов, известняков и кремней диаметром от 5—10 до 80 см. В разрезе отмечены туфы порфиритов, переслаивание кремней и алевролитов, темно-серые кремни. Общая мощность 2960 м. Для толщ характерно преобладание порфиритов и тонкоплитчатых кремней. Контакты толщ тектонические. В основании залегают порфириты (80—100 м) с глыбами известняков (0,5—20×120 м). Подобные отложения изучались нами на правом берегу р. Откосной [Мазарович, 1981]. В дополнение скажем, что по химическому составу эффузивы относятся к абиссальным толщам (табл. 1). К рассматриваемой толще мы относим выход тектонизированных эффузивов в устье р. Огородной, в которых заключен блок (50—100 м) кремнистых пород и известняков. Выходы толщ простираются далеко на юг и обнажены в ключе Степанова, в дорожных выемках шоссе Каменка-Ново-Михайловка, в 1,2 км к северу от с. Булыга-Фадеево, где породы превращены в меланж, строение которого рассмотрено в главе четвертой. Возраст этих образований не ясен. Обычно он условно считается пермским [Геология СССР, 1969]. Однако глыбы известняков содержат фораминиферы ранне- [Белянский, Никитина, 1978], а возможно и позднепермского возраста [Мазарович, 1981]. Таким образом, возраст вмещающих эффузивов является заведомо послераннепермским.

По данным Л.М. Олейник, в бассейне р. Холминки в отложениях, которые относятся к себучарской свите, были обнаружены и определены в шлифах радиолярии *Trisphaera? sp. indet.*, *Dicolocapsa sp. indet.*, *Lithocampe sp. indet.*, а также конодонты. Находки повышают возраст толщ до триасового. Учитывая то, что отложения толщ имеют много общих черт с отложениями маляновской, а также самаркинской "свит" (долина р. Огородной, где обнажены спилиты с глыбами известняков), можно высказать предположение, что они являются стратиграфическими аналогами и возраст эффузивной толщ находится в интервале самые верхи поздней перми — условно средний триас (см. ниже), как это показано на рис. 13. Однако более вероятным нам представляется ранне-среднетриасовый возраст.

Стратиграфически выше пород эффузивной толщ залегают образования вулканогенно-кремнисто-терригенной толщ, к которой мы относим прежде всего те образования сихотэ-алинского комплекса, которые содержат большое количество эффузивов основного состава и(или) потоки спилитов с глыбами известняков (например, образования, относимые [Геология, СССР, 1969] к маляновской свите).

На правом берегу р. Журавлевки отложения вулканогенно-терригенно-кремнистой толщ представлены переслаиванием темно-серых алевролитов с обломками

Т а б л и ц а 1  
Химический состав базальтоидов себучарской свиты  
(по Л.М. Колмаку), вес. %

Оксид	34-а	160-а	166-а	186-а	237-а	1199
SiO <sub>2</sub>	44,80	52,00	50,08	50,38	50,06	50,22
TiO <sub>2</sub>	2,30	2,10	3,40	3,60	1,60	2,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,36	9,76	13,87	16,44	14,39	14,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	2,93	3,86	6,39	3,95	3,14
FeO	10,51	8,68	8,42	6,26	7,88	8,78
MnO	0,17	0,18	0,13	0,17	0,15	0,15
MgO	6,99	7,89	4,80	3,16	5,77	9,69
CaO	8,90	10,59	8,45	4,09	8,81	9,54
Na <sub>2</sub> O	3,18	4,00	3,80	4,80	4,00	3,75
K <sub>2</sub> O	0,90	0,20	0,33	0,93	0,05	0,20
П.п.п.	1,88	1,67	2,86	2,86	3,57	1,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,22	0,30	1,00	0,16	0,22
Сумма	99,85	100,22	100,30	100,08	100,39	99,48

Примечание: Образцы: 34 — ключ Покатый, 160-а, 166-а, 186-а, 237-б, 1199 — р. Холминка.

кремнистых пород, темно-серых кремней и туфов основного состава с общей мощностью около 900 м. На правобережье ключа Малянова, в дорожных выемках на перевале, из кремнистых пород были извлечены радиолярии (определения Н.Ю. Брагина) *Emiluvia cochleata* Nak. et Nish., *Archaeospongoprunum* cf. *tenue* Nak. et Nish., *Dictyomitrella* cf. *tenue* Nak. et Nish., *Yeharaia* sp., указывающие на ладинский—раннекарнийский возраст, и из близлежащей точки, из этих же пород, радиолярии *Archaeospongoprunum* cf. *japonicum* Nak. et Nish., *Dictyomitrella* sp. анизийского—ладинского возраста. Кроме того, в кремнях, относимых к маляновской свите, были обнаружены конодонты *Neochindodella* cf. *triassica* [Мельников и др., 1978]. Совместное нахождение этих остатков в одной толще указывает на триасовый возраст пород, который является более древним, чем поздний триас. В устье ключа Иродов (правобережье р. Уссури) обнажены сильно рассланцованные черные алевролиты с примесью песчанистого материала, мелкозернистые темно-серые песчаники, а также кремнистые породы черного цвета, из которых были получены радиолярии *Archaeospongoprunum* cf. *tenue* Nak. et Nish., *A. sp.*, *Dictyomitrella* cf. *deweveri* Nak. et Nish., *Yeharaia* sp., указывающие, по мнению Н.Ю. Брагина, на ладинско-раннекарнийский возраст вмещающих отложений.

В долине р. Огородной, в 9,5 км от долины р. Уссури, обнажены рассланцованные кремнистые и терригенные породы. Первые представляют ритмичное переслаивание красных тонкослоистых кремнистых аргиллитов и светло-серых кремней, которые в строении пачки преобладают. В кремнях были обнаружены обломки стержневидных конодонтов *Gondolella* sp. (определение М.В. Пятаковой), распространенных от девона до триаса включительно, а также радиолярии *Archaeospongoprunum compactum* Nak. et Nish., *A. cf. japonicum* Nak. et Nish., *Triposyclia* sp., *Sphaeroidea*, позволяющие датировать возраст условно средним триасом. Совместное нахождение конодонтов и радиолярий указывает на триасовый возраст, что не противоречит определению возраста по радиоляриям. В 1 км западнее из серых кремней, отделенных от предыдущей точки зоной пологого тектонического нарушения, были выделены радиолярии *Archaeospongoprunum compactum* Nak. et Nish., *A. japonicum* Nak. et Nish., *J. sp.*, *Dictyomitrella* cf. *deweveri* Nak. et Nish., *Triposyclia* sp., не описанные в литературе Nasselaria. Возраст — условно средний триас. В 2 км от Козьего Лога основание сопки сложено темно-серыми кремнями, поверхности которых имеют охристые окраски. Постепенно вверх они сменяются мелкозернистыми, серыми, зеленоватыми и оливковыми песча-

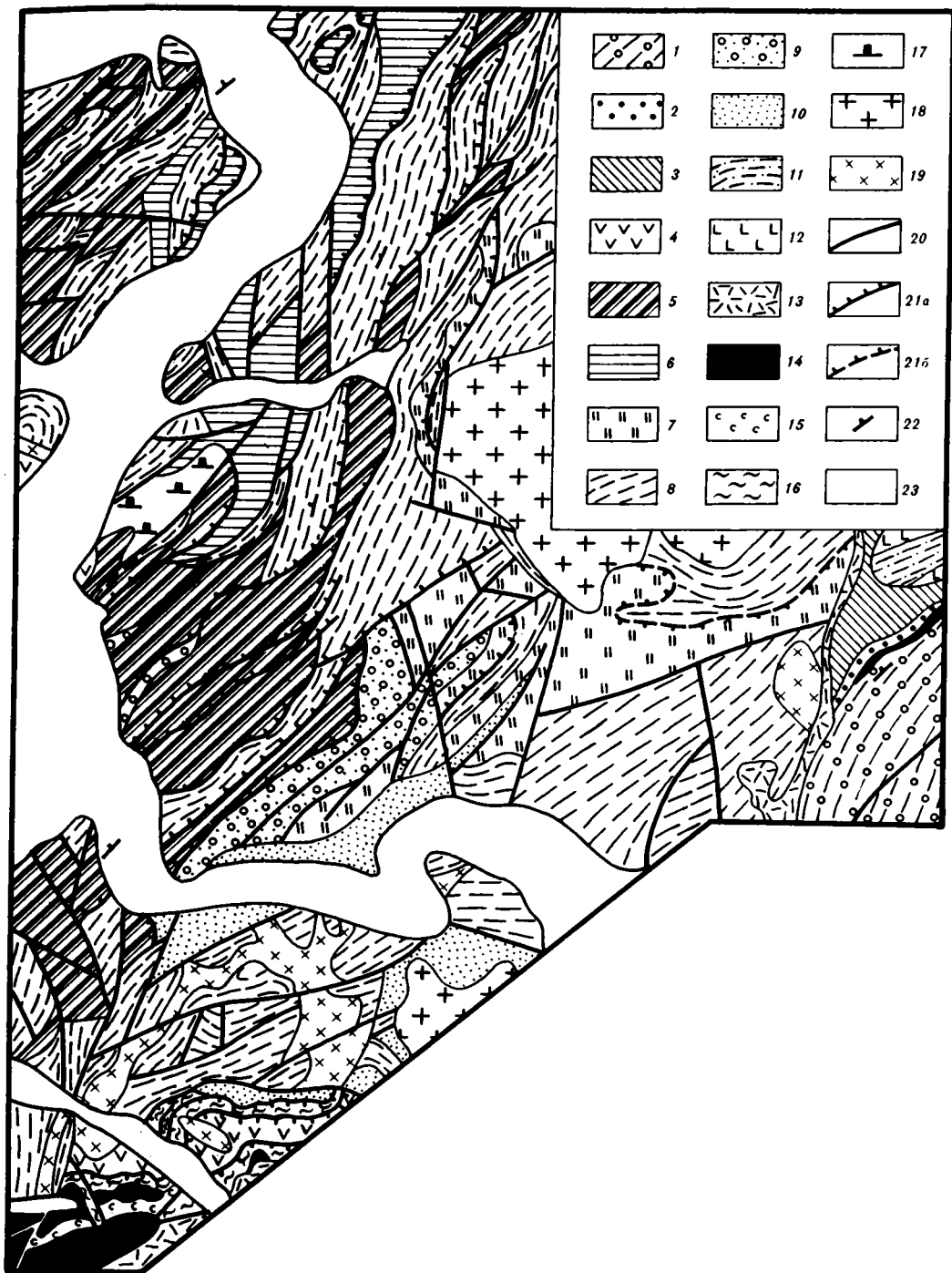
никами, которые иногда значительно рассланцованы. Песчаники на вершине сопки образуют ритмичное чередование с кремнистыми породами (мощность каждого компонента 1—1,5 м). Кремни имеют темные окраски, нередко прокварцованы. Из них получены радиолярии *Archaeospongoprunum japonicum* Nak. et Nish., *A. sp.*, *Triposyclia aff. acythus* De Wever, *T. sp.*, *Dictyomitrella sp.*, которые указывают на условно среднетриасовый возраст пород. В 4,2 км от долины р. Усури, в долине (правый борт) р. Огородной, обнажены сильно рассланцованные и будинированные черные алевролиты, в которых, имеются удлиненные прослои тонкоплитчатых кремней мощностью до 5 м. Из кремней получены радиолярии (определение Н.Ю. Брагина) *Archaeospongoprunum sp.*, *Triposyclia sp.*, *Yeharaia? sp.*, *Dictyomitrella sp.*, свидетельствующие о среднетриасовом возрасте этих пород.

К отложениям среднего триаса мы отнесли также породы, вскрытые горными выработками на правом берегу р. Огородной. Здесь, по данным В.В. Голозубова, вскрываются туфогенные алевролиты с округлыми включениями кремней и песчаников, мелкозернистые песчаники, алевролиты с прослоями туфов порфиритов, а также зеленовато-серые порфириты с глыбами известняков диаметром до 40 см. Нижний контакт порфиритов нормальный, верхний — тектонический, по которому указанные породы перекрываются пластиной кремнистых пород. Подобные порфириты наблюдались нами в дорожных выемках в начале долины р. Огородной. По своему виду они не отличимы от образований себучарской "свиты". Наличие этих специфических образований позволяет предполагать, что описанные отложения среднетриасового возраста, возможно, являются фациальными аналогами толщи эффузивов с глыбами известняков, значительная часть которых может быть и несколько древнее. Возвращаясь к вопросу о возрасте эффузивной толщи, отметим, что между отложениями триаса и перми в Ханкайской тектонической мегазоне [Кипарисова, 1972] имеется угловое несогласие, кроме того, отложения нижнего триаса подстилаются конгломератами. Эти данные скорее могут свидетельствовать о мезозойском, а не палеозойском возрасте рассматриваемых пород.

Стратиграфически выше анизийско-нижнекарнийских отложений находятся карнийские—ниженорийские образования, к которым мы относим толщу ленточных кремней [Мазарович, 1981]. Эти породы представляют собой более или менее ритмичное переслаивание чистых кремней и более светлых кремнистых аргиллитов. На левом берегу р. Журавлевки, в 100 м от реки, в искусственных выемках дороги Саратовка—Сумарка обнажается сильно тектонизированная толща, сложенная черными алевролитами, алевропелитами, переслаивающимися с тонкослоистыми светло-серыми и коричневыми кремнями. В алевролитах имеются эллипсоидальные обломки (5—7 см) крупнозернистых серых песчаников. Вдоль ручья обнажаются песчаники и кремнистые породы, из которых были извлечены конодонты *Neogondolella polygnatiformis* (Bud. et Stef.), *Diplododella sp.*, *Prioniodina*

Рис. 13. Геологическая схема района с. Кокшаровки. Составлена автором с использованием материалов В.В. Голозубова, Н.Г. Мельникова, Л.А. Гусакова и др.

1 — автохтонный комплекс (olistostromы позднего юрского — раннемелового (?) возраста); 2—3 нижний аллохтонный комплекс: 2 — слюдистые песчаники позднепермского возраста, 3 — терригенные отложения триасового возраста; 4—10 — верхний аллохтонный комплекс (толщи сикотэ-алинского комплекса): 4 — эффузивная толща с глыбами палеозойских известняков (верхи верхней перми — условно средний триас), 5 — вулканогенно-терригенно-кремнистые образования среднетриасового возраста, 6 — кремнистая толща позднекарнийского—ранненорийского возраста, 7 — кремнистые образования триасового возраста нерасчлененные, 8 — черносланцевая толща с микститами позднеорийского — среднеюрского (байос-батского (?) возраста), 9 — толща гравелитов и песчаников среднеюрского возраста, 10 — толща песчаников условно юрского возраста; 11 — терригенные образования валанжинского возраста; 12 — щелочные базальтоиды погской свиты; 13 — эффузивные образования позднемелового возраста нерасчлененные; 14 — габброиды среднепалеозойского (?) возраста в аллохтонном залегании; 15 — зоны милонитизированных серпентинитов и серпентинитового меланжа; 16 — зоны динамометаморфизованных пород; 17 — ультраосновные щелочные породы Кокшаровского массива; 18 — гранитоиды позднемелового возраста; 19 — гранитоиды палеогенового возраста; 20 — разломы недифференцированные; 21 — надвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 22 — элементы залегания; 23 — четвертичные аллювиальные отложения





sp. (определение В.А. Аристов), указывающие на карнийский возраст отложений. Аналогичный возраст имеют кремнистые породы в начале долины р. Садовки, из которых были вытравлены конодонты (определение В.А. Аристов) *Neogondolella tadpole* (Hayashi). Радиолярии (определение Н.Ю. Брагина) *Capnodose* sp., *Nassellaria* указывают на позднеэриасовый возраст вмещающих кремней.

Черносланцевая толща постепенно сменяет толщу ленточных кремней. Несколько выше по течению Калиновского брода видно, как темные кремни постепенно переходят в черные алевролиты и, наконец, в существенно алевролитовые породы. Черносланцевая толща имеет сложное внутреннее строение, ее отличают отсутствие маркирующих горизонтов, пестрый литологический состав, наличие микститов, в которых заключены обломки и огромные блоки разнообразных пород песчаников, кремней, палеозойских известняков, нередко сочетающихся с эффузивами основного состава, плотных черных алевролитов, эффузивов основного состава.

Близки по своему строению к породам этой толщи олистостромы позднеюрского—раннемелового возраста в районе с. Павловки [Мельников, Голозубов, 1980]. Они содержат глыбы габброидов, гранитоидов, палеозойских известняков и метаморфических сланцев, не охарактеризованы органическими остатками и по своему виду не отличимы от черносланцевой толщи. Наиболее интересны в толще многочисленные глыбы различного состава. Габброиды, обнаруженные в районе с. Павловки [Мельников, Голозубов, 1980], слагают глыбы размером до 500 м. Крупный блок габброидов, закатанный в милонитизированный цемент с раздавленными прослоями кремнистых пород, обнажен на 90 км дороги Вафоломеевка—Кавалерово. Его размеры достигают 2,5×6 м. Форма глыбы удлиненная, плохо окатанная. Химический состав<sup>1</sup> породы следующий, вес. %:  $\text{SiO}_2$  — 52,33,  $\text{TiO}_2$  — 0,55,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 15,55,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 3,04,  $\text{FeO}$  — 5,00,  $\text{CaO}$  — 8,50,  $\text{MgO}$  — 6,86,  $\text{MnO}$  — 0,17,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 4,45,  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,81,  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 0,43,  $\text{H}_2\text{O}^-$  — 0,44,  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,02, сумма — 100,15. Необходимо подчеркнуть, что глыбы габброидов, а также гранитоидов и метаморфических сланцев известны только в районе с. Павловки в отложениях, сходных с черносланцевой толщей.

Вернемся к черносланцевой толще. В ее составе широко распространены кремнистые породы в глыбах. Они имеют размеры от сантиметров до 10 м и более. В частности, в левом борту долины ключа Камиссаровского в сильно перемятой алевролитовой массе заключены трещиноватые глыбы (2 м по длине оси) ленточных кремней, за которыми виден шлейф из мелких обломков того же состава. Рядом с кремнями заключены блоки зеленовато-серых песчаников от сантиметров до 2—3 м. Глыбы песчаников имеют изометричную или слегка удлиненную форму, но иногда представляют собой обрывки более или менее протяженных пластов. Песчаники в глыбах диаметром до 2—3 м можно видеть также в левом борту долины р. Полынихи. Здесь они погружены в черные, серые, зеленовато-серые сланцы по алевролитам и представляют собой неслоистые, мелкозернистые, прокварцованные породы. В 9,5 км от долины р. Усури большое количество глыб имеется в пологой тектонической зоне, которая обнажена на правом борту долины р. Огородной. Здесь милонитизированные зеленоватые алевролиты обтекают глыбы крепких кремнистых пород, представляющих собой ритмичное переслаивание кремней и зеленоватых кремнистых аргиллитов, черных кремней и мраморизованных известняков. Размер этих тел меняется от 0,3—0,5 до 2—3 м. Они имеют изометричную форму, разбиты трещинами, по которым также развивается рассланцевание. Как поверхности глыб, так и цемент покрыты зеркалами скольжения.

Многие глыбы в черносланцевой толще сложены известняками. В дорожной выемке Уборка—Кокшаровка видно, что известняки могут образовывать как изометричные тела диаметром до 0,5 м, так и веретеновидные образования длиной

<sup>1</sup> Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР.

до 2 м. По данным А.Г. Аблаева, размеры тел известняков достигают 25×40—180 м. На водоразделе ключа Каменцева и р. Журавлевки в алевролитах заключены хаотично расположенные обломки алевролитов, кремней, туфов порфиритов размером от 0,02—0,03 до 0,5—0,8 м в поперечнике и от 0,02—0,03 до 2—3 м по длинной оси. Здесь же заключено тело известняков (40×130 м) уплощенной вытянутой формы [Белянский, Никитина, 1978]. В известняках обнаружены остатки средне-верхнекаменноугольных фораминифер, мшанки, кораллы, морские лилии и водоросли. Севернее с. Саратовки, у поворота мачт ЛЭП, над резким изгибом дороги Саратовка—Самарка в рассланцованных, серых, иногда ожелезненных алевролитах заключены округлые обломки серых, чаще черных алевролитов, черные будинированные кремни, мелкозернистые серые и черные песчаники. Максимальный размер обломков достигает 0,2 м.

На левобережье р. Уссури в береговых обрывах видна пачка черных рассланцованных алевролитов с вытянутыми прослоями кремнистых пород. Иногда появляются горизонты со многими обломками кремней, песчаников, широко распространен будинаж. Прослой серых песчаников изогнуты, имеют нечеткие контакты. Размер глыб серых кремней достигает 3 м. В верхах разреза появляются чистые сажистые алевролиты с характерными охристыми примазками. Эти разности пород обломков почти не содержат. Общая мощность оценивается в 1500—2000 м, что может оказаться завышенным из-за большого количества разнообразных обломков и трещин. Для отложений черносланцевой толщи характерны неравномерное распределение песчанистого материала, иногда вплоть до гравелитовой размерности, наличие уплощенных линз песчаников, неправильной формы пластов, не имеющих четких контактов с окружающими алевролитами. Изобилие мелких обломков создает порой "пудинговый" облик алевролитов. Эти признаки указывают на течение еще неконсолидированного материала. При этом указанные особенности проявлены на огромной площади (от долины р. Кривой до с. Лесогорье и далее на север).

Остановимся на обосновании возраста черносланцевой толщи. По своему виду она весьма сходна с образованиями из дорожной выемки у с. Нижняя Бреевка, для которых установлен поздненорийский — байос-батский (?) возраст. Видимо, возраст черносланцевой толщи в районе с. Кокшаровки аналогичен. Этому не противоречат находки триасовых и юрских радиоларий из сходных пород в более северных районах [Елисеева и др., 1969], находки в гальках гравелитов обломков верхнетриасовых кораллов. Состав глыб соответствует нижележащим толщам — эффузивной с глыбами известняков, ленточных кремней и вулканогенно-кремнисто-терригенной.

В объеме сихотэ-алинского комплекса имеется значительное количество песчаников, возраст и стратиграфическое положение которых неясны. Наличие аналогичных песчаников среди глыб черносланцевой толщи заставляет предполагать [Мазарович, 1981], что толща песчаников имеет более древний возраст. Вместе с тем есть основание считать песчаники более молодыми, т.е. породы черносланцевой толщи надстраиваются толщами песчаников, гравелитов и конгломератов. Этот вопрос нуждается в уточнении.

Образования черносланцевой толщи, видимо, надстраиваются песчаниками и гравелитами, хорошо обнаженными у с. Уборки. Здесь видны черные алевролиты с прослоями серых полимиктовых песчаников, мощностью от 0,02—0,03 до 2—3 м. Вниз по разрезу увеличивается роль конгломератов и гравелитов. Галька в последних сложена песчаниками, серыми кремнями, туфами основного состава, алевролитами. Диаметр гальки 3—4 см. В этом обнажении был обнаружен обломок роста юрского белемнита [Геология СССР, 1969].

По данным В.В. Голозубова, для толщи характерны наличие серых песчаников, ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов с косой слоистостью и знаками ряби. Вслед за В.В. Голозубовым, будем считать возраст удековской

"свиты" условно юрским. Но положение толщи песчаников удековской "свиты" остается не понятным из-за отсутствия органических остатков. Для толщи характерно присутствие аркозовых мелко-среднезернистых песчаников, образующих иногда ритмичное чередование с рассланцованными зеленоватыми алевролитами, в которых встречается редкая хорошо окатанная галька кремнистых пород.

Возраст толщи гравелитов не ясен. Находка ростра белемнита [Геология СССР, 1969] указывает на юрский возраст пород. Вместе с тем по находке иноцерама [Геология СССР, 1969] возраст аналогичных пород из более северных районов определен как средняя юра. Стратиграфически выше с неясным контактом расположены породы погской свиты. Из всего следует, что накопление сравнительно грубообломочного материала произошло в конце образования отложений сихотэ-алинского комплекса, но можно предполагать, что толща гравелитов является стратиграфическим аналогом верхов черносланцевой толщи. Основное внимание при будущих работах необходимо уделять поискам и выделению фауны из сингенетических прослоев кремней, из алевролитов, особенно окремненных, сохранность радиолярий в которых бывает очень хорошей.

Триасовые отложения широко известны на территории Прибрежной зоны, однако их объем и стратиграфия нуждаются, как будет показано ниже, в уточнении. Это связано со сложной тектоникой региона и плохой охарактеризованностью фаунистическими данными кремнистых пачек. Описание триасовых отложений давалось в различных статьях и монографиях [Кипарисова, 1972; Жамойда, 1972; Геология СССР, 1969; и др.]. Сводный разрез тетюхинской свиты триасового возраста представляется следующим образом (снизу вверх): [Кипарисова, 1972]

Мощность, м

1. Песчаники тонкозернистые, светлые, с несколькими прослоями темно-серых, иногда кремнистых алевролитов .....	250
2. Алевролиты темно-серые, с прослоями песчаников и глинистых сланцев .....	80
3. Песчаники средне-мелкозернистые, серые, алевролиты темно-серые, содержащие в верхней части толщи маломощные линзы гравелитов и грубозернистых песчаников .....	200—220
4. Спилиты и миндалекаменные диабазы, образующие пластовую залежь .....	25
5. Известняки светло-, реже темно-серые, местами с оолитовой текстурой. Остатки двустворчатых моллюсков (преобладают), гастропод и морских ежей (список фауны) .....	200
6. Песчаники серые, плотные, иногда кварцитовидные, с прослоями серых и темно-серых глинистых сланцев, с редкими линзами мелкогалечных конгломератов и известняков мощностью в 5—10 м; в глинистом цементе конгломерата содержатся остатки радиолярий .....	60—100
Общая мощность свиты 700—750 м.	

Возраст отложений тетюхинской свиты считается карнийским, хотя не исключается наличие и среднетриасовых пород. Для терригенных пород триасового возраста указывается [Михайлик, 1978], что они имеют олигомиктово-кварцевый, аркозо-кварцевый состав. В обломках обнаружены осадочные породы, кремни, единичные зерна гранитов и филлитов. Для ряда мест доказано, что верхнетриасовые отложения содержат глыбы палеозойских известняков [Нарбут, 1972].

Автор проводил работы на левобережье р. Высокогорской, в районе горы Острой, где были ранее закартированы отложения тетюхинской свиты. В верховьях ключа Прохладного, у подножия горы Острой, обнажены кремни зеленого цвета, переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми разностями (ЮЗ 265  $\angle 30^\circ$ ). Из этих пород были получены радиолярии *Archaeospongoprunum japonicum* Nak. et Nish., *A. aff. tenue* Nak. et Nish., *A. compactum* Nak. et Nish., *Tripocyclia* cf. *acythus* De Wever, *Dictyomitrella deweveri* Nak. et Nish., *Sphaeroidea*, указывающие на анизийско-ладинский возраст. Этот комплекс полностью идентичен радиоляриям, полученным нами из вулканогенно-терригенно-кремнистой толщи в Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоне.

Выше кремнистые породы сменяются ритмичным переслаиванием голубоватых кремней и зеленых глинисто-кремнистых пород, превращенных в милонит. Мощность прослоев кремней до 7—10 см, глинисто-кремнистых пород до 4 см. Еще выше появляются серые, голубовато-серые глинисто-кремнистые породы с

округлыми желваками и обломками кремней. Западный склон небольшого хребта у подножия горы Острой сложен кремнями серого цвета и милонитами по кремнисто-глинистым породам. Отсюда были получены радиолярии *Capnodoce? sp.*, *Triposyclia? sp.*, *Eusyringium sp.*, *Dictyomitrella? sp.*, свидетельствующие о поздне-триасовом возрасте пород. Под все эти породы полого погружается пластовое тело известняков, в которых, по данным А.И. Бураго и А.И. Матияша, найдена карнийская фауна. Контакты известняков тектонические. Выше находится тектоническая пластина, сложенная кремнистыми породами, которые слагают наиболее высокие в рельефе сопки. В бассейне ключа Потеряева, в его верховьях, обнажены дислоцированные кремни, песчаники, алевролиты, которые сменяются пачкой кремней и кремнистых брекчий, в остроугольных обломках которых имеются зеленые кремни, алевролиты. Из кремней получены конодонты (определение М.В. Пятаковой) *Ozavkodina sp.*, *Gondolella sp.*, *Spathognathodus sp.*, *Diplognathodus? sp.*, возраст которых не моложе зоны *Ophiceras* индского яруса раннего триаса.

В Дальнегорском районе, в верховьях ключа Тигрового, обнажены зеленые тонкоплитчатые кремни (мощность плиток кремней от 2,5 до 9 см), разделенные желтовато-зелеными кремнистыми аргиллитами мощностью до 0,5—1 см. Породы будинированы, часто рассланцованы. Отсюда был получен комплекс радиолярий, аналогичный тому, который был выделен из вулканогенно-терригенно-кремнистой толщи (см. выше): *Archaeospongoprunum aff.*, *compactum Nak. et Nish.*, *A. compactum Nak et Nish.*, *Yeharaia aff. annulata Nak et Nish.*, *Distyomitrella deweveri Nak. et Nish.*, *Sphaeroidea*. Эти радиолярии свидетельствуют об анизийско-ладненском возрасте вмещающих отложений.

Приведенные выше данные свидетельствуют о широком распространении в Сихотэ-Алине морских кремнистых, кремнисто-вулканогенных и кремнисто-терригенных пород триасового возраста. По сравнению с триасовыми отложениями Ханкайской тектонической мегазоны, они формировались в относительно глубоководных условиях. Триас представлен всеми отделами, выделение которых возможно только после сбора большого количества остатков микроорганизмов (радиолярий, конодонтов).

Отложения юрского возраста широко распространены в Ханкайской тектонической мегазоне и Дунайской подзоне [Геология СССР, 1969]. Низы юры представлены шутихинской свитой, залегающей на триасовых породах с мало-мощными конгломератами (1—3 м) в основании. Она сложена песчаниками, алевролитами, для которых характерны косая слоистость, текстуры взмучивания и наличие грубых растительных остатков. Мощность 220 м. Находки фауны свидетельствуют о раннелейасовом возрасте. Шутихинская свита согласно перекрывается демидовской, в которой распространены туфоконгломераты, туфопесчаники и порфириды. Мощность свиты достигает 220 м. Остатки фауны свидетельствуют о средне-позднелейасовом возрасте отложений. Сводный разрез юры надстраивается бонивуровской свитой, в составе которой преобладают песчаники с растительным детритом и с фауной иноцерамов. Мощность свиты достигает 250 м. К верхней юре относят толщу песчаников и алевролитов (220 м) и чигановскую свиту. Последняя обнажена на п-ове Трудном [Иванов, Уткин, 1968; Сей, Калачева, 1980]. Здесь она сложена алевролитами, сланцами и конгломератами со следами конседиментационного течения материала. Мощность 320 м. Из пород свиты собраны многочисленные остатки синемюрских аммонитов.

В Сихотэ-Алинской мегазоне, кроме уже описанных выше отложений, к юре относят погскую свиту щелочных базальтоидов и их туфов [Геология СССР, 1969; Мельников, Голозубов, 1980] мощностью до 250 м. Прямых данных о возрасте нет. Скорее всего, он позднеюрский. К нерасчлененным ниже-среднеюрским образованиям относят окраинскую свиту [Геология СССР, 1969; Сей, Калачева, 1980], сложенную мощными (900 м) алевролитами, редко известняками и спили-

тами. Эти отложения охарактеризованы остатками аммонитов. В Прибрежной зоне также выделены юрские образования, к которым относят толщу песчаников и алевролитов раннеюрского возраста (260—450 м), распространенную в бассейне рек Павловки и Зеркальной [Геология СССР, 1969]. Среднеюрский возраст предполагается для горбушинской свиты, которая сложена конгломерато-брекчиями, песчаниками, алевролитами, кремнями, гравелитами с общей мощностью от 1400 до 2100 м. В нижней подсвите Ю.Т. Гурулев обнаружил аммонит *Stephanoscevas ex. gr. umbilias* Quenst, указывающий на байос-батский возраст пород. В средней подсвите, на левом берегу руч. Тигрового, в 400 м от шоссе Дальнегорск-Кавалерово, были собраны радиолярии из коричневато-красных глинисто-кремнистых пород: *Cecrops. cf. septemporatus* (Parona), *Parvicingula cf. boesii* (Parona), *Paronaella*, *Mirifusus cf. baileyi* Pessagno, *Crucella* sp., *Paronaella* sp., *Obesacapsula* sp., *Pseudodictyomitra?* sp., *Archaeospongoranum?* sp., *Paronaella* sp., *Pseudodictyomitra?* sp. На основании этого комплекса радиолярий возраст пород можно считать позднеюрским (?) — раннемеловым. Породы горбушинской свиты обнажены также на левобережье р. Зеркальной, на водоразделах ключей Потеряев, Оленичев, Швейнов, где они сложены серовато-коричневыми среднезернистыми песчаниками с крупными обломками черных алевролитов, зеленоватыми кремнями, кремнистыми брекчиями, в обломках которых преобладают кремни и реже алевролиты. Из вертикально стоящих кремней зеленого цвета на водоразделе ключей Швейнова и Оленичева были получены радиолярии *Hsuum?* sp., "*Archaeodictyomitra?*" sp., *Tricolocapsa* sp., скрытоцефалические *Nassellaria*, *Hagiastridae*, указывающие на юрский (?) возраст пород. Ориентировочная мощность этих образований 1700 м.

\* \* \*

Приведенные данные по стратиграфии Южного Приморья показывают, что западные и восточные части региона отличаются как строением разрезов, так и их полнотой (рис. 14).

Наиболее полный разрез фанерозойских образований можно видеть в Ханкайской тектонической мегазоне. Здесь на размытой поверхности протерозойских, а возможно, и архейских кристаллических пород залегают многокилометровые толщи карбонатно-терригенного состава рифейского и кембрийского возрастов, на этот комплекс с размывом и несогласием ложатся толщи ранне (?)—среднедевонского возраста. В низах разреза девона залегают терригенные и вулканогенные породы морского происхождения. Они согласно перекрываются континентальными отложениями, представленными вулканитами кислого состава и туфогенно-осадочными породами. Разрез девона венчается красноцветными конгломератами и песчаниками. Общая мощность отложений девонского возраста оценивается примерно в 9000 м. Каменноугольные отложения в мегазоне практически не известны, за исключением маломощной толщи (70 м) туфобрекчий, распространенных в районе п-ова Муравьева-Амурского. Пермские образования широко распространены на рассматриваемой территории Приморья. Они представляют собой сложно построенные вулканогенно-терригенные толщи, которые отличаются сложным фациальным строением и значительной мощностью. В разрезе существенную роль играют вулканиты кислого и(или) среднего состава, а также разнообразные терригенные и туфогенно-осадочные породы. Триасовые образования представлены терригенными комплексами с базальными конгломератами в основании, которые ложатся с угловатым несогласием на все более древние отложения. Терригенные породы юрского времени согласно надстраивают триасовые и принципиально от них по составу не отличаются. Общая мощность нижнемезозойских пород достигает 4000 м.

Существенно иные типы разрезов можно видеть в Сихотэ-Алинской тектонической мегазоне. Их характер в самом общем виде представляется следующим образом. В Уссурийской подзоне Западно-Сихотэ-Алинской зоны выделяются два

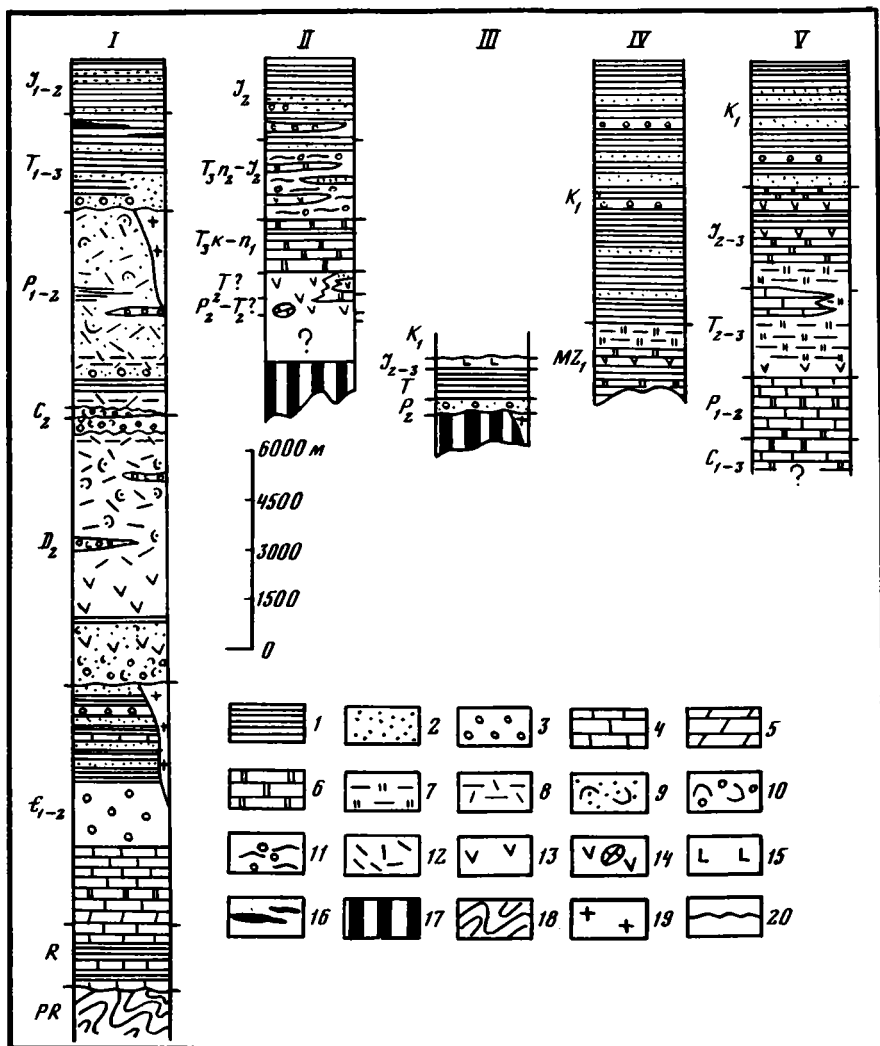


Рис. 14. Сводные тектоно-стратиграфические колонки палеозойских — мезозойских образований для различных тектонических зон Южного Приморья

1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — кремни; 7 — терригенно-кремнистые породы; 8 — туфоалевролиты; 9 — туфопесчаники; 10 — туфоконгломераты; 11 — подводно-оползневые образования (алевролиты, алевролиты с блоками различных пород); 12—14 — эффузивы: 12 — кислого и среднего состава, 13 — основного состава, 14 — основного состава с глыбами палеозойских известняков; 15 — туфы щелочных базальтоидов; 16 — угленосные отложения; 17—18 — комплексы основания: 17 — габбро, габбро-амфиболиты, ультраосновные породы, 18 — гнейсы, сланцы, мраморы докембрийского возраста; 19 — габброиды; 20 — несогласия. I — Ханкайская мегазона; II — запад и III — восток Уссурийской подзоны; IV — Восточно-Сихотэ-Алиньская зона; V — Прибрежная зона

типа разрезов. На западе в низах разрезов преобладают эффузивные образования, сочетающиеся с кремнистыми и терригенными породами. Взаимоотношения с более древними комплексами не известны. Эффузивы содержат глыбы палеозойских известняков. Вверх по разрезу эти толщи сменяются вулканогенно-терригенно-кремнистыми, вулканогенно-кремнистыми толщами анизийско-раннекарнийского возраста, которые, в свою очередь, постепенно сменяются существенно кремнистыми толщами карний-раннекорейского возраста. Триасовые отложения

надстраиваются поздненорийскими—среднеюрскими алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами. Эти породы заключают в себе многочисленные глыбы, обломки палеозойских кремней и известняков, кремней, относящихся к разным отделам триаса, а также алевролитов, песчаников, эффузивов неизвестного возраста, реже габброидов и метаморфических сланцев. Нам представляется, что эти толщи являются гравитационными микститами, которые позже были тектонизированы. Сходные образования имеются также в толщах триасового возраста. Верхи разреза сложены песчаниками и гравелитами среднеюрского возраста. Все упомянутые отложения рассматриваются как сихотэ-алинский комплекс раннемезозойского возраста. Его стратиграфическим аналогом является вангуская серия, олистолиты которой охарактеризованы конодонтами верхов нижней перми, что исключает среднепалеозойский возраст серии.

На востоке подзоны низы разреза представлены маломощными слюдистыми песчаниками позднепермского возраста, которые ложатся с разрывом на древние габброиды. В юрско-раннемеловое (?) время здесь формировались олистостромовые горизонты.

На севере Сергеевской подзоны известны мощные толщи терригенного состава, возраст которых принимается в настоящий момент как раннепермский. На юге этой же подзоны, а также на территории Дунайской широко распространены мелководно-морские терригенные, вулканогенно-терригенные, иногда с массивами известняков толщи позднепермского возраста.

В низах разреза Прибрежной зоны установлены каменноугольные и пермские карбонатно-кремнистые толщи, взаимоотношения которых с окружающими породами тектонические. Триасовые и юрские отложения представлены кремнисто-терригенными, вулканогенными, реже карбонатными комплексами. Мощность разреза нижнемезозойских отложений достигает в этом районе 7000 м.

Восточно-Сихотэ-Алинская зона отличается мощными разрезами терригенных пород раннемелового возраста.

Таким образом, для Южного Приморья характерна асимметрия распределения фанерозойских отложений. Западные районы характеризуются большей полнотой разрезов. Толщи формировались в прибрежно-морских или континентальных условиях. Здесь же сконцентрированы все проявления вулканизма кислого или среднего состава палеозойского возраста. Для восточных районов характерно широкое распространение нижнемезозойских комплексов, образование которых происходило в морских условиях. В этих частях Южного Приморья преобладают кремнистые породы и вулканы основного состава. Такое распределение формаций указывает на то, что рассматриваемая территория с начала фанерозойского времени развивалась как приокеаническая зона.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Характеристика тектонических структур Южного Приморья дана в соответствии с предложенной выше тектонической зональностью.

## ХАНКАЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА

Согласно номенклатуре автора, Ханкайская тектоническая мегазона состоит из двух тектонических зон: Ханкайской и Арсеньевской.

**Ханкайская зона.** Ханкайская зона отвечает Ханкайскому массиву в его обычно понимаемых границах. Зона неоднородна по своему строению и в ее пределах выделяются (с севера на юг) Лесозаводская, Спасская и Вознесенская подзоны [Геология СССР, 1969; и др.].

Лесозаводская подзона занимает северную часть массива. В ее пределах выделяется ряд крупных структурных форм. Одну из них представляет Вакский купол, сложенный протерозойским и нижнепалеозойскими образованиями, образующими это крупное поднятие овальной формы. Оно осложнено брахиантиклиналями и синклиналями, крылья которых подорваны крутопадающими разломами и надвигами. Вакский купол отделен от Кабаргинского синклиниория узкой полосой гнейсов. Синклиниорий сложен верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими породами, смятыми в антиклинальные и синклинальные структуры, осложненные, в свою очередь, многочисленными складками разных порядков. В синклиниории имеется ряд графитовых месторождений [Геология СССР, 1974], породы которых осложнены разновозрастными надвигами [Солоненко, 1949]. Вдоль их плоскостей развиваются своеобразные графитовые тектониты с валунами вмещающих пород, причем это рассматривается как региональное явление. При этом отмечается, что не только месторождения, но и "основные плекативные структуры района чрезвычайно раздроблены дизъюнктивами различного типа, возраста и направления (рис. 15), а также изъедены многочисленными интрузиями, вследствие чего центральная часть района, по существу, представляет гигантскую эруптивно-тектоническую брекчию" [Солоненко, 1949, с. 95]. Эти брекчи описываются как своеобразное тектоническое месиво. Серией разрывов Кабаргинский синклиниорий отделяется от Шмаковского купола, который сложен в основном среднепалеозойскими гранитами. Осадочные породы нижнего палеозоя встречаются в виде ксенолитов в гранитах, а также слагают Иннокентьевскую брахиантиклиналь, осложненную мелкой складчатостью вплоть до пльчатости.

Южнее Лесозаводской подзоны находится Спасская, в строении которой выделяется Нахимовский купол и Черниговский синклиниорий. Купол сложен протерозойскими отложениями и представляет собой в плане изометричный овал. Породы смяты в складки разных порядков, а также прорваны гранитами среднепалеозойского возраста. Черниговский синклиниорий примыкает с юга-запада к Нахимовскому куполу, образован отложениями протерозойского и нижнепалеозойского возраста, которые смяты в складки. Складчатая структура осложнена многочисленными разломами, среди которых выделено несколько надвигов, плоскости которых имеют северо-восточные и восточные падения. Спасская подзона отделяется от Вознесенской крупным разломом. Вознесенская подзона представляет собой крупный одноименный антиклинорий, который подразделяется на антиклинали (Западная и Главная) и синклинали (Первомайская и Ярославская). Указанные структуры сложены протерозойскими и кембрийскими толщами, которые нарушены взбросами, сдвигами и надвигами. Наиболее крупным надвигом является Главный, плоскость которого по данным



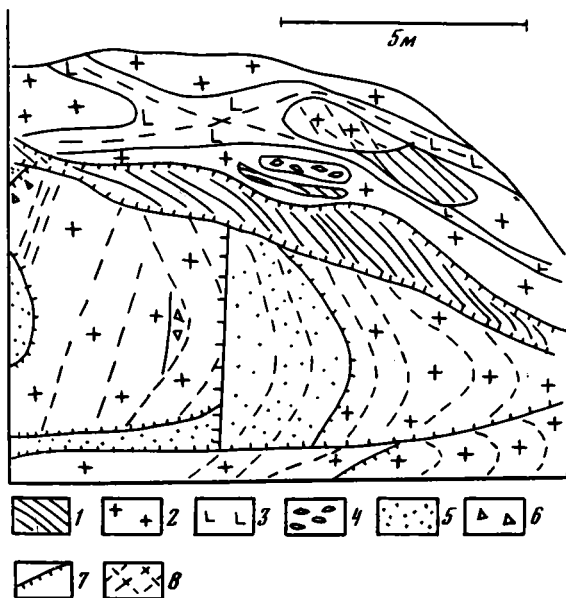


Рис. 15. Надвиг на севере Ханкайского массива [Солоненко, 1949]

1 — биотитовые гнейсы; 2 — биотитовые граниты (архей); 3 — ларамийский лейкократный гранит; 4 — кварц; 5 — кварцевые порфиры (верхнемеловые или нижнетретичные); 6 — тектонические брекчи; 7 — дизъюнктивы; 8 — трещины, часто со следами скольжения

бурения имеет юго-западное падение под углом  $30-40^\circ$ . Иногда надвиг переходит в шарьяж с амплитудами до 3 км.

Древние структуры Ханкайской зоны осложняются грабен-синклиналями, сложенными вулканогенными отложениями пермского возраста с северо-восточными простираниями либо мезозойскими образованиями. Зона ограничена разломами, крупнейший из которых Западно-Сихотэ-

Алинский. Он отличается насыщенностью магматическими образованиями [Соловьев, 1965]. В пределах разлома установлены вулканогенные образования перми, верхнепермские, юрские (?), верхнемеловые и палеогеновые (?) гранитоиды. Ширина шва достигает 35 км [Парфенов, Рейнлиб, 1976]. Он отделяет Ханкайскую зону от Арсеньевской, основание которой опущено по данным ГСЗ на 4 км.

На юге и юго-западе Ханкайской зоны широко распространены вознесенские и гродековские гранитоиды [Рязанцева, 1976; Изосов, Рязанцева, 1977]. Первые образуют небольшие интрузии трещинного типа, внедрение которых происходило в смятые нижнепалеозойские породы. По К—Аг-методу, возраст оценивается в 390—474 млн. лет. Гродековские гранитоиды приурочены к крупным разломам, пересекающим зону. При этом они образуют батолиты с площадью до  $2000 \text{ км}^2$ . Возраст пород, по К—Аг-методу, оценивается в 316—404 млн. лет. Батолиты окружены зонами контактовых роговиков шириной до нескольких километров. В составе массивов преобладают биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты.

**Арсеньевская зона.** Арсеньевская зона также неоднородна по строению. В ее структурном плане [Соловьев, 1967; Бобылев, Соловьев, 1971] важную роль играют разломы глубокого заложения субмеридионального и субширотного простираний. Они разграничивают площади с различными условиями осадконакопления и различной дислоцированностью пород, определяют направления складчатых структур, распределение магматизма. Для Арсеньевской зоны характерна асимметрия: в восточной части зоны в пермских—мезозойских отложениях развита интенсивная линейная складчатость, в западной — брахиформная. В пределах Арсеньевской зоны известно большое количество массивов интрузивных пород раннепалеозойского возраста, которые образуют как мелкие штоки и дайки, так и крупные массивы (площадью до  $200 \text{ км}^2$ ). Они сложены габбро, биотитовыми гранитами, биотит-роговообманковыми граносиенитами [Геология СССР, 1969]. Интрузивы сходного состава известны также на территории Ханкайской зоны.

С востока Ханкайская тектоническая мегазона окаймляется Западно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом пермского возраста. Его отложения протягиваются от г. Владивостока до с. Метеоритного на расстояние около 300 км.

Пояс представляет собой [Лошак, 1979] цепь кальдер обрушения (Смирновская, Бельцевская и др.), реже — вулcano-тектонические депрессии (Новокрасноярская —  $9 \times 32$  км). Размеры кальдер изменяются от  $6 \times 10$  до  $28 \times 56$  км. Для пояса характерно сближение кальдер и центральный тип вулканизма.

#### СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МЕГАЗОНА

Восточнее Ханкайской мегазоны расположена Сихотэ-Алинская тектоническая мегазона. Они разделены Арсеньевским разломом. Сихотэ-Алинская мегазона состоит из трех крупных тектонических зон: Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинских, а также Прибрежной.

**Западно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона.** Западно-Сихотэ-Алинская зона подразделяется на три подзоны: Сергеевскую, Уссурийскую и Данайскую. Две первые рассматривались ранее [Геология СССР, 1969] как Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, который относится к области мезозойской складчатости. Здесь выделялся нижний структурный подэтаж, сложенный морскими геосинклинальными отложениями улахинской серии, а также тудовакской свитой. Мощность этих образований оценивалась в 16000 м. Верхний структурный подэтаж образован мезозойскими и верхнепермскими прибрежно-морскими породами с общей мощностью в 5000 м. Антиклинорий рассматривался как сложная структура, состоящая из ряда актиклинальных и синклинальных складок, осложненных многочисленными разломами различной морфологии и прорванных массивами габброидов. Приведенные выше данные по стратиграфии этой тектонической зоны существенно меняют представления о стиле ее тектоники. Ниже будет показано, что структурный план этого района определен чешуйчато-надвиговыми и покровными структурами. Это обстоятельство привело к заключению о необходимости упразднения общепринятого названия "Главный антиклинорий" в Южном Приморье введения нового — "Западно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона".

Сергеевская тектоническая подзона выделяется впервые. Она протягивается от побережья Японского моря в северо-северо-восточном направлении до северных районов Приморья. Основным критерием для ее выделения послужило наличие крупных масс меланократовых пород. Здесь, вдоль западных отрогов хребта Сихотэ-Алиня, широко представлены сложно построенные комплексы габбро, амфиболизированных габброидов, ультраосновных пород, часто объединяемых в литературе собирательным термином "габброиды". Петрографическое описание этих пород давалось в работах С.С. Зимина [1973], С.А. Щеки и др. [1973]. Вместе с тем тектоническое положение массивов оставалось до последнего времени не ясным. Возраст пород считается допозднепермским на основании находок галек габброидов в отложениях верхней перми [Геология СССР, 1969; Иванов, Надежкина, 1962; Октябрьский, 1969; Шкодзинский, 1964]. Имеющиеся данные абсолютного возраста (К—Аг-метод) указывают на девонский (338—364 млн. лет [Берсенов, 1974]) или даже еще более древний возраст (457—485 млн. лет [Никогосян, 1973]). В.В. Голозубов и др. [1978] принимают возраст габброидов докембрийским или даже архейским на основании сходства метаморфических сланцев, окружающих массивы, с отложениями Ханкайского массива. В независимости от точного возраста, можно принять, что рассматриваемые породы являются наиболее древними в пределах Сихотэ-Алинской тектонической мегазоны, т.е. слагают меланократовое основание, на котором произошло заложение ее структур. Породы всех массивов сильно катаклазированы, брекчированы, вторично изменены, рассланцованы. Ранее нами обосновывалось, что эти массивы находятся в аллохтонном залегании [Мазарович, 1979]. В настоящей главе аргументация этого представления будет дополнена новыми данными.

Наиболее крупный выход габброидов (Сергеевский массив) расположен в междуречье Партизанской и Киевки. По данным В.С. Шкодзинского [1964], для пород массива характерны гнейсовидная текстура, бластические и катакlastические текстуры. Они представлены милонитизированными габброидами, гнейсированными диоритами и габбро-амфиболитами. В сланцеватых габброидах зерна минералов вследствие дроблености не обнаруживают ограничений, они как бы смазаны. В.С. Шкодзинский считает, что процессы динамометаморфизма и пластических деформаций играли большую роль при формировании массива. По данным Г.А. Велова и Г.А. Вачаева, ультраосновные породы в районе с. Владимиро-Александровского на глубине представляют переслаивание трещиноватых пород с пластообразными прослоями серой тектонической глины с обломками перидотитов. В массиве имеются "прослои" каолинизированных и серпентинизированных пород. Зоны дробления достигают мощность 10 м. Они падают на юго-восток под углами 50—60°. Несколько севернее с. Владимиро-Александровского, в ключе Кириенкове, гипербазиты часто отделены от габброидов кварц-пренистыми катаклазитами [Щека и др., 1973].

Все контакты Сергеевского массива тектонические. В долине р. Ратной габброиды с крутыми тектоническими контактами перекрывают отложения чандалазской свиты позднепермского возраста. В целом в этом районе все тектонические контакты представляют собой крутопадающие надвиги [Геология СССР, 1969]. В долине р. Кривой массив сложен гнейсированными габбро, бластомилонитами, рассланцованными габброидами, полосчатыми габбро, крупнокристаллическими габброидами, хлоритизированными мелкозернистыми габброидами. Судя по геологическим картам, южный контакт массива, представляет собой пологую тектоническую границу, по которой массив надвинут на образования вангоуской серии позднепермского-раннемезозойского возраста. Несмотря на то, что значительные объемы серии представлены подводно-оползневыми образованиями, сходными по своему виду с олистостромами, глыб габброидов в них не обнаружено. По геофизическим данным габброиды являются бескорневыми и слагают основание для мезозойских структур [Баринов и др., 1977; Кулинич, 1972].

Видимо, к Сергеевскому массиву относятся ультраосновные породы, обнаженные на побережье Японского моря (рис. 16). Эти породы сильно тектонизированы и представляют собой серпентинитовый меланж, который изучался нами в 1977 и 1978 гг. в бухтах Успение, Каплунова, Мелководная. Общее простирание меланжа субширотное, протяженность выходов составляет 6 км. Он слагает две полосы: внутреннюю и внешнюю. Внешняя полоса проходит от бухты Солнечной до бухты Каплунова. В бухте Солнечной обнажены плойчатые светло-коричневые серицитовые сланцы с низкотемпературным гранатом и биотитом. Породы метаморфизованы в условиях верхов зеленосланцевой — низов амфиболитовой фации. Сланцы сильно деформированы — падение на протяжении метров меняется от вертикального до горизонтального, простирание — от субширотного до меридионального. На восточном выходе бухты Солнечной массивные амфиболсодержащие сланцы по простиранию переходят в чистые талькиты, несущие на своей поверхности зеркала скольжения, по которым развивается антофиллит зеленовато-белого цвета. По зонам скольжения крупные глыбы амфиболитов (10×40 м) граничат с серпентинитовым меланжем. На контакте с ним амфиболиты постепенно рассланцовываются, становятся трещиноватыми и подстилаются зоной рассланцованных серпентинитов темно-зеленого и желтоватого цветов. Мощность зоны перехода 2—3 м (рис. 17). Восточнее зона меланжа постепенно уходит под уровень моря, и далее берег сложен пачкой переслаивания зеленых апобазальтовых сланцев и сахаровидных мраморов.

Породы у уреза воды стоят на головах, однако вверх по склону падение

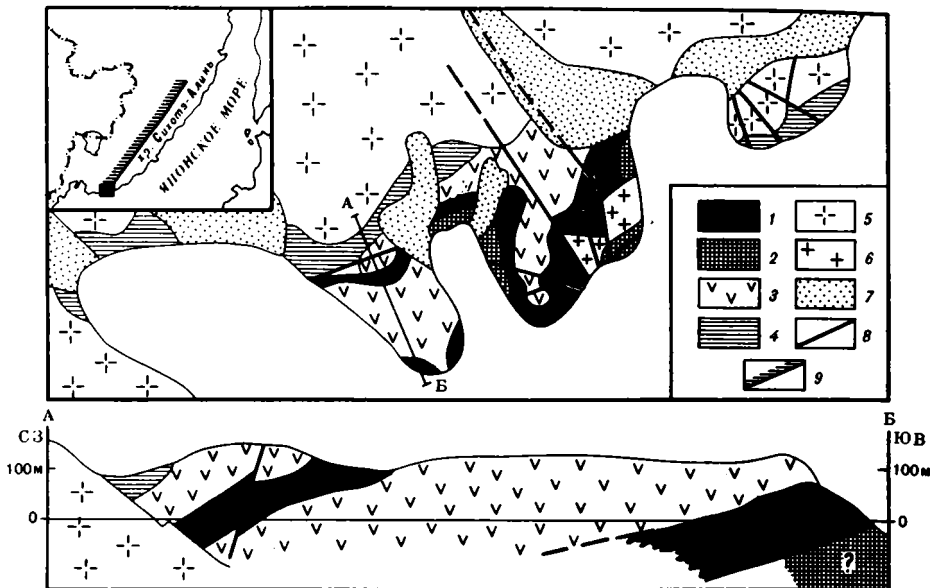


Рис. 16. Схема строения района бухты Успенгия

1 — серпентинитовый меланж; 2 — метавулканы основного состава; 3 — амфиболиты, зеленые сланцы, мраморы; 4 — метаморфические сланцы вангоуской серии; 5 — биотитовые граниты; 6 — аплитовые граниты; 7 — четвертичные образования; 8 — разрывные нарушения; 9 — схематизированное положение зоны аллохтонов меланократовых пород

постепенно выполаживается до  $45^\circ$ . Пачка прорывается кварцевыми жилами, смещенными, в свою очередь, пологими разломами и трещинами. Для пачки характерны резкие фациальные переходы. Мощность прослоев мраморов достигает 2—3 м. Пачка прорывается интрузией гранодиоритов с ксенолитами (диаметр до 0,3 м) черных сланцев вангоуской серии. Все без исключения породы прорваны дайками диабазов с зонами закалки. Мощность даек достигает 6 м. Несколько восточнее, на мысе Обручева, серпентинитовый меланж перекрыт описанными породами. Здесь в рельефе выделяются глыбы (10×10, 10×15 м) карбонат-серпентинитовых пород (преобладают), амфиболитов, черных сланцев, амфиболсодержащих сланцев, серпентинитов. На поверхностях глыб встречаются зеркала скольжения с тектонической штриховкой, развивается оталькование. Мыс Обручева сложен темно-зелеными будинированными серпентинитами.

Внутренняя полоса меланжа прослеживается от западного берега бухты Мелководной до бухты Солнечной. Полоса обнажена хуже, чем внешняя, однако картируется уверенно. В районе оз. Латвия, в высыпках, встречаются крупнокристаллические габброиды, талькиты, серпентинизированные габброиды и пироксениты. Примерно в центре полуострова породы прорываются интрузией аплитовых гранитов. Наиболее приподнятые части полуострова сложены сланцами, а крупные сопки, обрамляющие побережье, — черными сланцами вангоуской серии и гранитами Успенского массива. На восточном выходе бухты Каплунова с запада на восток обнажается толща кварцсодержащих амфиболитов. Амфибол представлен роговой обманкой. Ниже породы сменяются кварц-мусковитовыми и апобазальтовыми сланцами. Преимущественное падение пород на север. Мощные зоны дробления отделяют толщу от серпентинитового меланжа. В зонах дробления развито оталькование. Здесь в оталькованных, серпентинизированных, карбонатизированных дунитах ярко-зеленого и

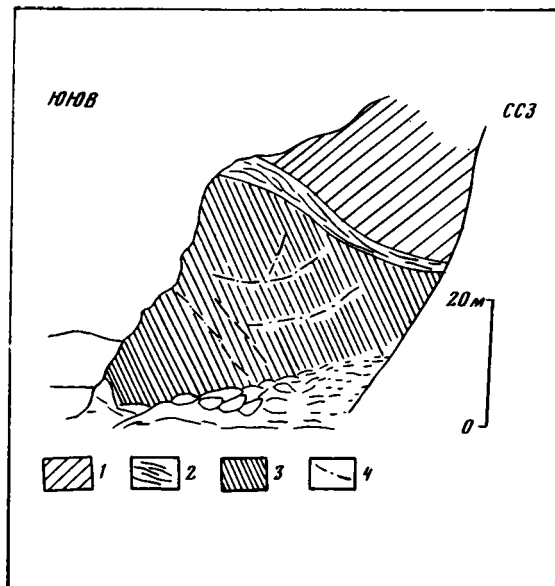


Рис. 17. Серпентинитовый меланж в бухте Солнечная (рисунок с фотографии)

1 — серпентинитовый меланж; 2 — зона надвига — рассланцованные серпентиниты; 3 — амфиболитовые сланцы; 4 — трещины, мелкие разрывы

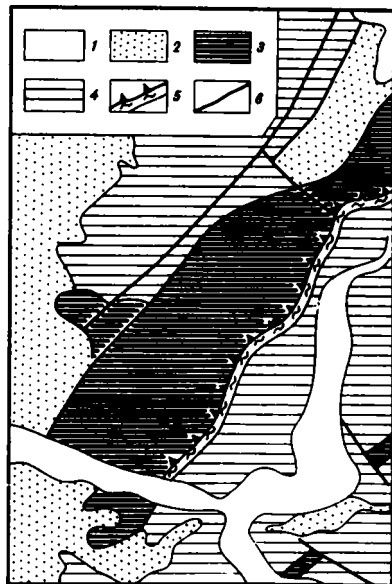


Рис. 18. Тектоническая схема района с. Верхняя Бреська

1 — четвертичные отложения; 2 — послелюрские образования (включая интрузивные); 3 — габброиды в аллохтоне; 4 — автохтонный комплекс Уссурийской подзоны; 5 — надвиги с зонами динамометаморфизованных пород; 6 — разломы недифференцированные

оранжевого цветов заключены глыбы размером до 1 м. В глыбах отмечаются мелкочешуйчатые карбонат-серпентинитовые породы с магнетитом, карбонат-серпентинитовые породы, карбонатизированные дуниты. Аподунитовые серпентиниты по извилистой крутопадающей зоне рассланцевания сменяются сильно катаклазированными, серпентинизированными пироксенитами. Все породы прорываются дайками долеритов и диабазовых порфиритов. В районе небольшого полуострова между бухтами Каплунова и Тихая можно видеть, как меланж подстилается зоной сильно рассланцованных пород основного состава, и ниже — синей тектонической глиной. Общая мощность зоны передробленных пород достигает 40—80 м. Ее падение составляет 40—50° к северу.

Небольшие выходы меланжа имеются в районе мыса Разградского. Здесь, в бухте Бомбовоз, зеленые и темно-зеленые амфиболиты с прослоями терригенных черных сланцев граничат по тектоническому контакту с тальковыми сланцами светло-желтого цвета. Выше по склону, всего через 10—15 м, сланцеватость становится субгоризонтальной. Здесь распространены будинированные серпентиниты, тальковые сланцы с растащенными и рассланцованными глыбами амфиболитов. Эта зона, мощность которой достигает 100 м, протягивается в бухту Кангауз, где обнажены маломощные (5—6 м) тектонические зоны, сложенные аподиопсидитовыми серпентинитами.

Как видно из проведенного описания, на побережье Японского моря распространены чешуйчатые структуры и серпентинитовый меланж. Меланж слагает два горизонта, мощность которых достигает 150—200 м. По всей видимости, автохтоном для этих образований, а также габброидов Сергеевского массива является вангоуская серия, которая была значительно деформирована при выведении серпентинитового меланжа и движении массива габброидов.

Рассмотрим более северные районы Сергеевской тектонической подзоны. Бреевский массив габброидов расположен на левобережье р. Уссури. Его южная граница находится в районе с. Медвежий Кут, северная — у с. Извилилки. Массив имеет северо-восточное простирание (рис. 18). Его длина примерно 20 км, а ширина 4—6 км. По данным С.А. Шеки и др. [1973], массив сложен амфиболовыми габбро, норитами, дунитами, троктолитами, верлитами, клинопироксенитами. Наши работы касались в основном проблемы положения массива в пространстве — его соотношения с породами сихотэ-алинского комплекса. Контакт был изучен в ряде маршрутов по ключам Терешкину, Викторову, Статья и др. Специально ставились работы на прослеживание границы массива. В результате выяснилось, что контакт массива тектонический и на значительном расстоянии следует горизонтали рельефа 550—660 м. Это указывает на его пологий характер. В ряде мест граница пересечена крутопадающими разломами. При приближении к массиву породы сихотэ-алинского комплекса претерпевают воздействие динамометаморфизма. На водоразделе ключей Виктора и Статья сложна построенная толща основных эффузивов предположительно среднетриасового возраста постепенно превращается в метаморфические сланцы. Сланцы сильно деформированы. Оси мелких складок и плейчатости ( $310 \angle 40-50^\circ$ ) погружаются под массив габброидов. Несколько юго-западнее толща эффузивов перекрыта толщей песчаников, в которых отмечаются зоны милонитизированных пород ( $340 \angle 40^\circ$ ). Мощность этих зон достигает 200 м. Северо-западнее на протяжении 300 м песчаники постепенно сменяются горизонтально рассланцованными серицитовыми сланцами. Последние перекрываются полосатыми габброидами, которые смяты в сложные складки течения. По левому борту долины ключа Терешкин обнажена толща песчаников и кремней, которые при приближении к Бреевскому массиву сильно тектонизируются. В толще отмечаются слои передробленных песчаников (мощность до 100 м), милонитизированных алевролитов ( $360 \angle 20^\circ$ , мощность до 40 м), тонкорассланцованных песчаников и алевролитов ( $340 \angle 50^\circ$ ). Все эти породы сменяются милонитизированной слюдистой породой, перекрытой осветленными, тонкорассланцованными, раздробленными габброидами (полосчатость  $330 \angle 60^\circ$ ). Таким образом, контакты Бреевского массива габброидов являются тектоническими, по которым он надвинут на образования сихотэ-алинского комплекса, образуя тектонический покров, смятый, в свою очередь, в синформу.

Севернее Бреевского массива расположен Чугуевский массив габброидов. По данным С.А. Шеки и др. [1973], массив представляет тело площадью около 95 км<sup>2</sup>, вытянутое в северо-восточном направлении. Массив сложен норитами, габбро, вебстеритами, оливинитами, кортландитами. Для габброидов характерны неоднородные структуры, катаклаз, метаморфизм до амфиболитовой фации. Взаимоотношения массива с окружающими породами сихотэ-алинского комплекса изучались нами в районе ключа Староверова, р. Соколовки, ключа Потапов и в долине р. Каменки. Юго-восточный контакт массива обнажен в ключе Староверов, в 1 км от дороги Булыга—Фадеево—Ново—Михайловка. Здесь в карьере обнажены сильно рассланцованные темно- и ярко-зеленые серпентиниты, в которых видны глыбы сильно измененных габброидов и ожелезненных кремней темно-серого цвета. Падение пород вертикальное. С массивом граничат терригенно-кремнистые породы, которые сильно рассланцованы, будинированы и милонитизированы. Несколько южнее, в 1200 м от р. Уссури, вдоль дороги обнажаются сильно тектонизированные породы.

На южной оконечности карьера в сильно тектонизированных, рассланцованных эффузивах основного состава затерты эллипсоидальные (до 0,5 м по длинной оси) тектонические окатыши кремней темно-синего цвета. Южнее в этих эффузивах закатан крупный блок (до 10 м) сильно перемятых лен-

точных кремней черного цвета. В блоке по плоскостям напластования развиваются многочисленные зеркала скольжения. К этому блоку притерты кремни аналогичного вида (диаметр глыбы до 3 м). Поверхности глыбы покрыты зеркалами скольжения с тектонической штриховкой. Вдоль дороги видно, что выходы кремнистых пород представляют тектонические клинья мощностью до 5 м. Они наклонены в северных румбах под углами 20—30°. Здесь же имеются аналогичные по своему залеганию выходы сильно рассланцованных аргиллитов голубого цвета. В эффузивах отмечаются также блоки и глыбы мелкокристаллических габбро, габбро-амфиболитов, окремненных песчаников. Верхняя часть обнажения представляет собой сильно перетертые зеленовато-серые и вишнево-бурые эффузивы с будинами и глыбами массивных пироксенитов. Края глыб неровные, несут на себе зеркала скольжения. Ближе к реке алевролиты и песчаники представляют собой расчешуенную массу, перекрытую субгоризонтальной тектонической пластиной кремней. Тектонический контакт прослеживается в обнажении и представляет собой ожелезненную зону рассланцованных и милонитизированных пород. Поверхности пластины падают на север под углами 30—40°. Алевролиты и кремни разбиты субмеридиональными сдвигами с ориентировкой штриховок на зеркалах скольжения север-юг. На берегу р. Уссури кремни разбиваются надвигом, плоскость которого падает на северо-северо-запад под углами 40—50°. Он северной оконечности карьера вверх по долине р. Соколовки можно изучить строение тектонитов, которые здесь рассматриваются. В верхней половине обнажения вновь обнажается тектоническая пластина кремней, речь о которой шла ранее. Внизу среди рассланцованных эффузивов (рис. 19) отмечаются глыбы округлых, иногда угловатых форм (размер — 0,5—1 м и более 3×5 м) рассланцованных кремней, спилитов вишневого цвета, миндалекаменных базальтов, полимиктовых песчаников, габбро-амфиболитов, зеленых кремней. Кремнистые породы преобладают в составе глыб и в них имеются радиолярии поздне триасового облика. Поверхности глыб покрыты тектонической штриховкой, а сами породы не несут на себе следов термального воздействия эффузивов.

Эти данные свидетельствуют о том, что нами описывается тектонит, сходный по генезису с серпентинитовым меланжем, но в отличие от последнего цемент его представлен сильно тектонизированными эффузивами основного состава. Глыбы, которые залегают в цементе, представляют собой экзотические блоки, а не ксенолиты и были закатаны в эффузивы при их тектоническом перемещении. Подобный тектонит можно назвать тектоническим меланжем с эффузивным цементом. Здесь мы не противоречим постановлениям Пенроузской конференции (г. Санта-Барбара, США, 1978), согласно которым меланжем называется картируемое тело, состоящее из обломков разнообразных пород, обычно находящихся в сильно тектонизированном матриксе [Silver, Beutner, 1980]. Согласно А.Л. Книпперу [1977], наиболее существенной частью меланжа является его матрикс, поэтому его состав мы и отразили в названии.

Вверх по течению тектонический меланж с эффузивным цементом перекрывает с тектоническим контактом толщу передробленных кремней серого цвета. Кремни автохтона разбиты на отдельные тектонические блоки, каждый из которых отличается своеобразным стилем деформаций (рис. 20), брекчированностью, наличием напряженных складок, милонитизацией пород, их рассланцеванием. Вдоль тектонического контакта развиваются тектонические глины трения, видны окатыши и будины кремней. Плоскость надвига прослеживается на расстоянии около 50 м, скрываясь далее под четвертичными образованиями.

Внутреннее строение Чугуевского массива хорошо видно вдоль дороги Чугуевка—Ново-Михайловка. Около поворота на Чугуевку в карьере, обнажены

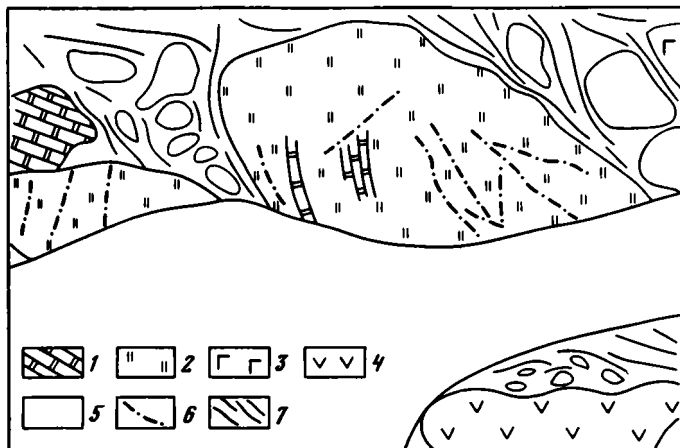


Рис. 19. Строение меланжа с эффузивным цементом у выхода р. Соколовки из сопок (рисунок с фотографии)

1—5 глыбы: 1 — кремни ленточные, 2 — кремни массивные, 3 — габброиды, 4 — спилиты, 5 — состав не изучался; 6 — трещины; 7 — рассланцованный матрикс

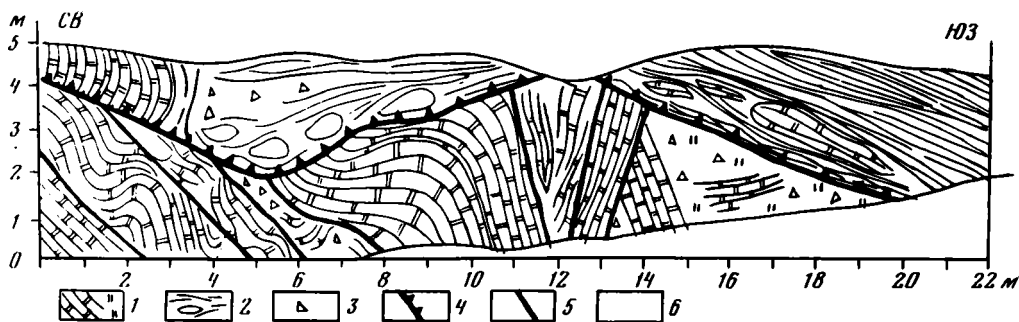


Рис. 20. Надвиговый контакт меланжа с эффузивным цементом и кремнистых пород в районе выхода р. Соколовки из сопки

1 — кремнистые породы; 2 — меланж с эффузивным цементом; 3 — брекчин; 4 — плоскость надвига; 5 — разломы; 6 — четвертичные отложения

среднекристаллические габброиды с жилами кварц-эпидотовых пород. Породы массива хлоритизированы, рассланцованы и брекчированы. Иногда имеют вид рыхлой массы. Вдоль дороги отчетливо видно, что массив представляет собой тектоническую синформу, что подчеркивается сланцеватостью. Так, у поворота на Чугуевку она имеет элементы залегания  $360 \angle 60^\circ$ , у Ново-Михайловки —  $220 \angle 50^\circ$ . В бассейне р. Каменки на центриклинальном замыкании синформы непосредственный контакт массива изучался в горных выработках, местоположение которых было любезно указано геологом Приморского геологического объединения В.В. Голозубовым. Здесь на водораздельном хребтике нами был описан следующий "разрез" (снизу вверх):

Мощность, м

1. Туфопесчаники табачно-зеленые, массивные, прочные, иногда окварцованные, равномернозернистые, с включениями прокварцованных пород, размером до 1,5 см. Включения кристаллов пирита ..... 2
2. Глинистые сланцы, милонитизированные, с растертыми реликтами прокварцованных пород, цвет от черного до желтоватого. В верхах прослои и будины желтовато-серых слюдястых трещиноватых туфопесчаников. Максимальный размер прослоев 2 м ..... 11



3. Песчаники, туфопесчаники табачно-зеленые, массивные, прочные, окварцованные, равномерно-зернистые, с включениями прокварцованной породы, длиной до 1,5 см. Включения кристаллов пирита. В обломках: плагиоклаз, волнистоугасающий кварц, иногда сростки того и другого. Цемент перекристаллизован — серицит, хлорит. Пржилки стильномелана. Сланцеватость отсутствует. Алевролиты рассланцованы с растертыми обломками прокварцованных пород. Прослой туфопесчаников. Элементы залегания  $220 \angle 30^\circ$ . Пачка нарушена крутопадающим разломом ( $140 \angle 80^\circ$ ), в зоне которого изменяется простирание пород. развивается милонитизация. Мощность зоны разлома 10—15 м ..... 45
4. Сланцы серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, хлорит-эпидотовые, с прослоями хлорит-серицит-кварцевых, хлорит-кварц-мусковитовых, эпидот-актинолитовых, хлорит-актинолитовых. Зеленые, светло-серые, желтые, голубовато-серые. Иногда брекчированы, ожелезнены, осложнены пльчатостью. В желтоватых тальковых сланцах раздробленные кристаллы гидрограната. Разлит блаетез. Большинство сланцев — по песчаникам ..... 210
5. Габброиды полосчатые, брекчированные, катаклазированные с апатитом. Возможно присутствие тоналита. На контакте — цонзитовые амфиболиты со сфеном, в прожилках — стильномелан, альбит. Амфиболиты рассланцованные ..... 40
6. Сланцы кварц-серицитовые, серицит-кварцевые, желтого, светло-желтого, серого цветов. Прослой (10 м) эпидот-глаукофановых сланцев. Сланцы по алевролитам серые  $210 \angle 35^\circ$  ..... 480
7. Песчаники, туфо-песчаники желтовато-зеленые, зеленые, черные, светло-серые. Гравелиты (10 м) с галькой ожелезненного кварца. Отмечается градационная и ритмичная слоистость. В обломках кварц, кислый плагиоклаз ..... 235
8. Сланцы серицит-кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые, зеленоватые, темно-зеленые, буроватые. Будины кварца. Брекчированность, милонитизация. В верхах пльчатость. Местами прорываются кварцевыми жилами ..... 135
9. Сланцы эпидот-альбитовые, цонзит-актинолитовые, увеличение катаклаза к кровле ..... 45
10. Серпентиниты светло-зеленые, рассланцованные, ожелезненные. В них находятся перетертые малочисленные обломки (диаметр до 4—5 см) серпентинитов зеленого, черного, красноватого цветов, актинолитизированных амфиболитов, эпидотовых (цонзитовых) амфиболитов, тремолитовых сланцев, эпидот-цонзитовых пород, цонзит-тремолитовых сланцев. Гравелиты с галькой пород разреза, положение которых среди серпентинитов неясно ..... 50
11. Габброиды Чугуевского массива  
Общая мощность превышает 1200 м.

Таким образом, выше описана приконтактная зона массива габброидов. Как видно, она представлена терригенными породами, которые претерпели значительные изменения. Есть мнение [Мельников, Голозубов, 1980], что описанные метаморфические породы являются аналогами спасской и метрофановской свит Ханкайского массива и их возраст докембрийский. Вместе с тем из анализа пород разреза следует, что степень метаморфизма и тектонизация увеличиваются при приближении к габброидам. Сланцы развиваются по породам сихотэ-алинского комплекса, которые претерпевают значительные изменения, вплоть до появления эпидот-глаукофановых сланцев. Нам кажется, что этот метаморфизм является следствием аллохтонного надвигания массива габброидов. Аналогичные процессы известны в основании шарьяжных пластин в Фанских горах [Леонов, 1979]. Здесь в нижних горизонтах тектонических покровов развиваются кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, которые были сформированы при их надвигании.

Внутри Чугуевского массива известны зоны серпентинитов с блоками габбро и других пород [Мазарович, 1979]. Эти зоны, а также описанные нами серпентиниты можно рассенивать как маломощные серпентинитовые меланжи.

Севернее Чугуевского массива, в районе с. Самарки, известен Самаркинский массив габброидов, сложенный [Щека и др., 1973] кортландитами, плагиоклазсодержащими пироксенитами, габбро. Длина массива превышает 30, ширина — 5—6 км. В долине р. Польшихи можно видеть, что при приближении к краевым частям массива увеличивается степень катаклаза и расланцевания пород. В районе ключа Лемзинского обнажаются расланцованные, будинированные габброиды с многочисленными слабонаклоненными и субгоризонтальными зеркалаи скольжения. Тектонически ниже находятся

голубовато-зеленые массивные трещиноватые серпентиниты, среди которых встречаются округлые реликты массивных пироксенитов с полосчатой текстурой. Видимая мощность этих серпентинитов достигает 40 м. Они подстилаются рассланцованными милонитизированными серпентинитами ( $310 \angle 20-30^\circ$ ) с округлыми глыбами (0,3—0,5 м) апогарцбургитовые серпентинитов. Последние имеют пестрые окраски от красных до зеленых. Ближе к краю массива серпентиниты превращаются в милониты. Общая их мощность достигает 30 м. Описанная зона прослеживается в долину ключа Правый Мглистый, в 2 км от устья которого обнаружена зона рассланцованных ожелезненных серпентинитов  $310 \angle 20-30^\circ$ ). Серпентиниты имеют черный цвет, в них погружены сильно трещиноватые глыбы (от 5—7 до 1 м) пироксенитов, сильно сосоритизированных и амфиболитизированных габброидов, эпидозитов. Из-за сильного выветривания в редких случаях удастся увидеть гладкие края глыб. Меланж, падение которого меняется от  $20$  до  $70^\circ$ , перекрывает спилиты, сургучные тонкополосчатые яшмы и кремнистые алевролиты эффузивной толщи предположительно среднетриасового возраста.

Таким образом, в пределах Сергеевской тектонической подзоны распространены массивы основных и ультраосновных пород, находящихся в аллохтонном залегании на отложениях вангоуской серии и сихотэ-алинского комплекса раннемезозойского возраста. На контакте с аллохтонными пластинами, смятыми в тектонические синформы, породы превращаются либо в комплексы метаморфических сланцев различного состава (Бреевский, Чугуевский, Сергеевский массивы), либо в тектонический меланж (Чучуевский массив). В основании габброидных пластин в ряде мест прослежен тектонический серпентинитовый меланж, наиболее ярко выраженный на побережье Японского моря. Мощность серпентинитового меланжа достигает 150—200 м на юге Приморья и десятков метров в более северных районах. Весьма характерной чертой является то, что аллохтоны всегда сопряжены пространственно с песчаниками либо эффузивами сихотэ-алинского комплекса и никогда — с хаотическими горизонтами этого же стратиграфического подразделения.

Осадочные образования Сергеевской тектонической подзоны представлены палеозойскими и мезозойскими породами. Палеозойские породы на юге подзоны интенсивно дислоцированы, несут на своей поверхности многочисленные зеркала скольжения. Компетентные пласты песчаников (дорожные выемки шоссе Находка—Сергеевка) образуют прихотливые складки. Толщи разбиты многочисленными трещинами и разломами. В районе с. Ястребовки, например, флишеидные отложения смяты в складки, отмечаются изгибы слоев. Алевролиты, зажатые между пластами песчаников, тонко рассланцованы. Эти образования залегают в "грабенах" северо-восточного простирания, ограничивающие разломы которых представлены надвигами [Геология СССР, 1969]. Сместители состоят из милонитов и катаклазитов различной мощности. К ним приурочены дайки гранит-порфиров и других жильных пород, внедрившихся после сжатия. На севере подзоны нижнемезозойские породы сильно тектонизированы, брекчированы, милонитизированы и ожелезнены (долина р. Полынихи).

Уссурийская тектоническая подзона протягивается от долины р. Кривой до бассейна р. Откосной и далее на север. Для подзоны характерно сложное тектоническое строение, которое изучалось нами (см. рис. 1) в междуречье Журавлевки и Павловки, в верхнем течении р. Усури, а также на самом юге Приморья. Именно на примере этих районов и будет ниже рассмотрено тектоническое строение Уссурийской подзоны.

На востоке первого района, недалеко от с. Павловки, Н.Г. Мельников и В.В. Голозубов [1980] установили покровные структуры. Они выделили две аллохтонные пластины, автохтонный и неавтохтонный комплексы. Нижняя пластина сложена габброидами, песчаниками позднепермского возраста, алевро-

литами верхнего триаса, нижней, средней юры и туфами погской свиты. Верхняя пластина — габброидами. Автохтон и неоавтохтон — соответственно нижней и верхней олистостромовыми толщами. Пластины рассматриваются как конседиментационные покровы, движение которых и вызвало формирование олистостромов. После конседиментационных движений образованная структура была смята в складки. Данные, полученные автором в более западных районах, не позволяют отнести породы черносланцевой толщи к олистостромам, так как имеется ряд существенных отличий. Во-первых, глыбы габброидов нигде, кроме района с. Павловки, не встречаются; во-вторых, только здесь обнаружены обломки базальтоидов погской свиты и песчаники раннемелового возраста. В остальном рассматриваемые породы имеют много общего.

Согласно данным М.Г. Леонова [1981], в классе микститов выделяется несколько типов этих образований. Микститы черносланцевой толщи обладают следующими характерными признаками: наличие конседиментационных перемещений терригенного материала до его тектонизации, тектонические контакты с вмещающими породами, присутствие тектонизированных обломков, пудинговый облик микститов, зеркала скольжения на поверхностях глыб, наличие тектонизированного матрикса, интенсивная тектоническая переработка всех пород, площадное распределение, отсутствие хорошо выраженной слоистости и стратификации. Это сближает микститы Уссурийской подзоны с тектоно-гравитационными микститам, образование которых, по М.Г. Леонову, происходило в два этапа: гравитационное перемещение материала вниз по склону и общая тектонизация этих отложений. Вопрос о первичной связи гравитационных микститов с горизонтальными перемещениями нуждается в данном районе в специальном исследовании.

Приведенные рассуждения приводят к выводу, что в Уссурийской тектонической подзоне имеется два комплекса пород, обладающих конвергентными признаками: тектоно-гравитационные микститы и собственно олистостромовые образования. Согласно этому строение Уссурийской подзоны в междуречье Журавлеки и Павловки представляется следующим образом. Автохтонный комплекс сложен верхнемезозойскими образованиями р. Синей позднелюрского—раннемелового (?) возраста [Мельников, Голозубов, 1980]. По составу это брекчии и "взмученные" алевролиты с глыбами габброидов, гранитоидов, метаморфических сланцев, палеозойских известняков. На эти образования ложатся породы нижнего аллохтонного комплекса: габброиды, гранитоиды, слюдистые песчаники позднелюрского возраста и триасовые алевролиты. Контакты автохтона и нижнего аллохтонного комплекса тектонические, вдоль которых широко проявлены процессы милонитизации и дробления пород [Мельников, Голозубов, 1980].

Оба комплекса, по данным этих же авторов, смяты в крупную антиформу, в ядре которой залегают отложения автохтона. Северо-западное крыло антиформы представляет собой наклоненную тектоническую пластину ( $C3 \angle 45-70^\circ$ ), которая подстилается милонитизированными габброидами и гранитоидами, причем гранитоиды ассимилируют габброиды. Эти образования представляют собой тектонит, названный ими меланжем, который постепенно переходит в микститы, слагающие ядро. Юго-восточное крыло подорвано вертикальным сбросом и опущено на 1100 м. Вдоль него также распространен меланж, который представляет собой милонит по габброидам и гранитоидам. Юго-восточное крыло смято в Шумнинскую синформу, в ядре которой обнажаются передробленные габброиды, перекрывающие с тектоническими контактами отложения погской свиты и олистостромы валанжинского возраста. Для всего района отмечается запрокидывание складчатых структур к юго-востоку.

Верхний аллохтонный комплекс образован отложениями среднетриасового,

позднетриасового, триас-юрского и юрского возраста. Он представляет собой псевдомоноклинальную структуру, наклоненную на северо-запад, осложненную крутопадающими разломами различных амплитуд (см. рис. 13). Все породы сихотэ-алинского комплекса деформированы. Они рассланцованы, брекчированы, милонитизированы, трещиноваты. При этом преобладание того или иного стиля деформации находится в прямой зависимости от механических свойств пород. Например, складчатые деформации приурочены к кремнистым породам. В долине р. Кокшаровки на поверхностях кремней развиты большие ( $10 \times 5$  м) зеркала скольжения с тектонической штриховкой, которые иногда изогнуты. Кремни смяты в изоклинальные, косые, наклонные, веерообразные складки, которые разбиты разломами и трещинами. Наиболее крупные из них достигает ширины до 300 м при высоте 60—70 м. Складки второго порядка имеют размах крыльев от 4—5 до 1,5—2 м и, в свою очередь, осложняются мелкой складчатостью с шириной складок до 0,2 м. Будинаж является типичным видом деформаций пород района. При этом в разных местах можно видеть породы как на начальной стадии развития будинажа (слегка растянутые пласты), так и на конечной — полное исчезновение слоистости. В кремнистых породах будинаж приводит к образованию правильных будин. В алевросланцевых породах распространены чечевицеобразные тела, поверхности которых покрыты зеркалами скольжения. Рассмотрим разные типы деформаций нижнемезозойских пород в выемках дороги Уборка—Кокшаровка, от устья р. Огородной до Козьего Лога.

В районе слияния р. Огородной и р. Уссури обнажены сильно тектонизированные спилиты, кремни и алевролиты эффузивной толщи (верхи перми—средний? триас). Эффузивные породы представляют собой вишневы, реже темно-зеленые, сильно рассланцованные спилиты, иногда с реликтами шаровой отдельности. В них заключены многочисленные глыбы мраморизованных известняков серого цвета, а также крупный блок ( $50 \times 100$  м) ожеженных, прокварцованных, светло-коричневых кремней и яшм. Последние образуют прослой, пронизанные многочисленными жилами молочно-белого кварца мощностью до 2 см. Кремни и яшмы обтекаются пестрыми сложными будинированными динамосланцами темно-зеленого и бордового оттенка. В них заключены обломки бордовых яшм, иногда известняков, которые вытягиваются по сланцеватости. Мощность сланцев меняется от сантиметров до 2—3 м. Прослой в кремнях утыкаются в описанные сланцы. Массивные спилиты (химический состав приведен в табл. 2) также обтекаются подобными сланцами, в районе их контакта развиваются зоны дробления пород, причем притертые к зеркалам скольжения части "обуглены" и легко рассыпаются от соприкосновения. Дальше от зеркала расположена зона (видимая мощность 30—40 см) милонитов по спилитам.

Вышеописанный выход пород через мощные зоны милонитизации сменяется в дорожной выемке рассланцованными алевролитами черного цвета с овалоидами песчаников, а также с "размазанными" прослоями того же состава. В алевролитах зажаты с тектоническими контактами белые и серые кремни. На контакте кремни представляют собой мелкооскольчатую тектоническую брекчию, цемент которой представляет продукт истирания обломков и часто рассланцован. Мощность кремней до 3 м. Юго-восточнее в алевролитах заключен блок зеленых милонитизированных спилитов с мелкими телами мраморизованных известняков. Мощность спилитов около 50 м. После зоны (30 м) переддробленных кремней и алевролитов в выемке появляется блок сильно раздробленных и дислоцированных кремней голубовато-серого цвета (30 м). В зоне сильнейшей тектонизации видны обрывки будинированных серых кремней и тектонические окатыши песчаников.

Далее в дорожной выемке обнажены сильно будинированные и рассланцован-

Таблица 2  
Химический состав пород в районе с. Кокшаровки, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	36,71	49,65	40,93	46,84	52,18	48,84
TiO <sub>2</sub>	0,17	1,19	0,25	1,31	1,73	2,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,54	15,39	4,28	15,51	17,80	18,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,88	2,77	5,46	4,35	9,04	10,95
FeO	2,31	8,64	5,73	5,72	1,99	1,18
CaO	1,38	8,14	4,80	9,40	8,09	5,41
MgO	34,53	6,68	35,92	8,25	2,63	4,08
MnO	0,14	0,34	0,17	0,25	0,22	0,18
Na <sub>2</sub> O	0,07	3,70	0,56	3,70	3,58	3,70
K <sub>2</sub> O	0,06	1,38	0,09	0,38	0,74	2,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,87	1,66	1,93	3,06	1,63	2,52
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,37	0,18	0,26	0,24	0,10	0,18
CO <sub>2</sub>	—	—	—	0,70	—	—
C	—	—	—	—	0,10	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,19	0,02	0,12	0,26	0,25
Сумма	100,03	99,91	100,40	99,83	100,09	99,65

Примечание. 1—2 — габброиды Самаркинского массива; 3 — глыба пироксенита из серпентинитов (долина р. Полыньки); 4—6 — измененные тектонизированные спилиты в районе устья р. Огородной. Анализы, приведенные в табл. 2—4, выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитики Г.Ф. Галовская, Т.Л. Калашикова, Г.И. Карасева.

ные алевролиты с зеркалами скольжения, площадь которых достигает 5—6 м<sup>2</sup>. Породы развальцованы, в них заключены небольшие тела (2×3 м) массивных алевролитов зеленого цвета. В обнажении появляются многочисленные тела щелочных лампрофиров, измененных в вермикулит. Они наследуют простира-ния алевролитов либо приурочены к зонам разломов как крутопадающих, так и пологих. На некоторых интервалах обнажения алевролиты имеют массивный облик, однако породы сильно брекчированы и рассеяны разно-направленными зонами трещин, мелких разрывов, вдоль которых развиваются глины трения. Алевролиты массивного облика вновь сменяются раздавленными породами. В ряде мест видно, что имеется переслаивание табачно-зеленых и черных алевропилитов, которые заключены в бурую массу вермикулита. Иногда в терригенных породах имеется переслаивание алевролитов и аргиллитов разных оттенков серого цвета и темных кремней. Здесь же, на протяжении 50 м выходят на поверхность раздавленные черные алевролиты, разбитые трещинами и разломами, нередко дугообразной формы, вдоль которых развиваются зоны тектонических глин.

На выходе р. Огородной из сопок обнажается сильно перемятая, раздроб-ленная и кливажированная пачка тонкоплитчатых серых кремней, по поверхнос-тям которых развиваются примазки милонитизированных зеленоватых алевро-литов. Несколько севернее этих выходов видны разбитые алевролиты черного, зеленоватого цветов, сменяющихся при приближении к кремням глинистыми сланцами с тектоническими глыбами тонкоплитчатых кремней, иногда видны фрагменты микситов, основная масса которых представлена рассланцован-ными алевролитами с обломками кремней и песчаников. В этих же обнаже-ниях можно видеть, как тонкоплитчатые кремни теряют свою сплошность, постепенно изгибаются, края обломков "размываются" и кремни переходят в серию будин, оси которых вытягиваются по сланцеватости. Реже происхо-дит разворот обломков на 90°. Породы, которые обнажаются в этом месте, имеют общее падение на северо-запад под углами 50, реже 40°. В общем виде они представляют мощный тектонит (около 700 м), в котором заключены

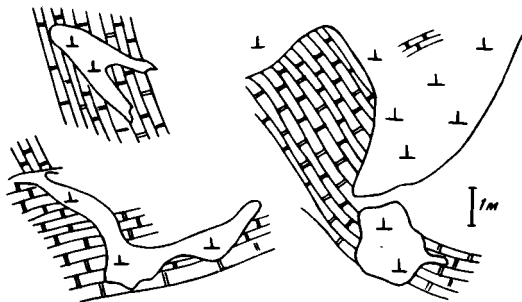


Рис. 21. Форма и размеры тел щелочных лампрофиров, прорывающих среднетриасовые кремни (дорожная выемка Кокшаровка—Уборка)

фрагменты массивных пород, реже тектонические клинья кремней, обтекаемых зонами расланцованных милонитов. Местами тектонит "пропитан" телами щелочных лампрофиров, превращенных в вермикулит.

На левом берегу р. Огородной вновь вскрываются сильно тектонизированные кремнистые породы, представляющие собой переслаивание кремней серого, коричневатого цвета, часто ожелезненные, переслаивающиеся с милонитизированными кремнистыми аргиллитами, по которым происходит образование межпластовых срывов, сопровождаемых зеркалами скольжения. Кремни смяты в многочисленные складки с амплитудой от 2—3 до 10 м, разбиты разломами на блоки. Вдоль разломов породы превращены в тектонические глины, иногда синеватого цвета, брекчии и катаклазиты. На южном окончании выхода кремней (по дороге около 500 м) кремни образуют запрокинутую на юго-восток складку, осложненную разломами. Породы покрыты зеркалами скольжения и прорываются телами слюдистых пород охристо-желтого цвета (рис. 21). Кремни через зоны тектонических глин сменяются крутозалегающими темными алевролитами, покрытыми зеркалами скольжения. Эти породы прослеживаются в долину р. Огородной, где в них появляются прослои кремнистых пород мощностью до 90 м. Тектоническое положение этих пород не совсем ясно, так как аналогичные породы с тектоническими контактами и вермикулитами в основании перекрывают алевролиты в дорожной выемке. Возможно, что в долине р. Огородной мы также имеем дело с тектонической пластиной. В выемке алевролиты сменяются пачкой деформированных терригенных пород. Здесь песчанки и алевролиты разбиты на отдельные блоки, вдоль краев которых развиваются глины трения и брекчии мощностью до 1 м. Эти тектониты заключают в себе блоки из недеформированных, но сильно трещиноватых пород. Местами отмечаются проявления вермикулита.

Через зоны брекчий раздавленные породы сменяются милонитизированными алевролитами с обломками и растянутыми глыбами серых мраморизованных известняков, песчаников, кремней и эффузивов основного состава. Падение пород  $130 \pm 15-20^\circ$ . Они надстраиваются расланцованными алевролитами с окатышами кремней и песчаников. В конце дорожной выемки, у Козьего Лога, обнажены передробленные породы, покрытые зеркалами скольжения, вдоль которых развиваются брекчии, также покрытые, в свою очередь, зеркалами с тектонической штриховкой. Породы представлены расланцованными алевролитами с обломками кремней и песчаников. На уровне дороги над ними залегает полого наклоненная к северо-западу зона тектонитов, заполненная крупнокристаллическим вермикулитом, образующим с алевролитами хаотическую массу, испещренную зеркалами скольжения.

Преведенный материал показывает, что здесь с большой осторожностью следует составлять непрерывные стратиграфические разрезы [Белянский, Ники-

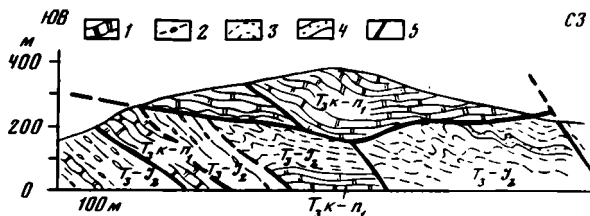


Рис. 22. Покровное залегание верхнетриасовых кремней ( $T_3k-n_1$ ) на породах черносланцевой толщи ( $T_3-J_2$ ) в районе ключа Черемнова (структура — по данным В.В. Голозубова, возраст — по автору)  
1 — кремнистые породы; 2 — "взмученные" алевролиты; 3 — сажистые алевролиты; 4 — песчаники; 5 — тектонические нарушения

тина, 1978], если это вообще возможно. Среднетриасовые породы протягиваются в северо-восточном направлении в долину ключа Малянов, где видна серия пологих срывов внутри пластин кремней. В зоне разрывов кремнистые породы перетерты в тектонические глины. Вышеописанные отложения являются относительным автохтоном для верхнетриасовых кремней, слагающих как чешуйчатые дислокации, так и покровные структуры. В районе с. Саратовки, по данным В.В. Голозубова, сохранились останцы покрова, слагающие небольшие ( $0,5 \times 2$  км) синформы. Кремнистые породы сильно перемяты и с тектоническими контактами (углы  $10-30^\circ$ ) перекрывают раздавленные алевролиты черносланцевой тощи. Покровные структуры установлены также этим геологом на левобережье р. Уссури (рис. 22). Покров сложен дислоцированными кремнями карний-ранненорийского возраста ( $310 \angle 10-40^\circ$ ). Кремни осложнены разломами, вдоль которых резко увеличивается степень деформации пород. Пластина кремней перекрывает отложения черносланцевой толщи триас-юрского возраста. В береговых обрывах р. Уссури алевролиты рассекаются пологими ( $310 \angle 25-30^\circ$ ) разломами, в зоне которых породы превращены в мелкую щебенку, ожелезнены и бундированы. Ближе к Калиновскому броду видно, что породы относительного автохтона (черносланцевая толща) совместно с кремнями осложнены антиклинальной складкой (ширина около 30 м), осевая часть которой передроблена. Здесь кремнистые породы теряют свою ритмичность и превращаются в брекчии.

Верхний аллохтонный комплекс прорывается многочисленными телами щелочных пород ультраосновного состава. Наиболее крупным телом является Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород, протягивающийся в северо-восточном направлении от ключа Калугина до Старикова. Массив сложен [Залищак, 1969] пироксенитами, которые прорываются фойяитами, нефелиновыми сиенитами, луавритами, карбонатитами. По нефелиновым сиенитам был установлен возраст 150 и 172 млн. лет (здесь и далее К—Аг-методом), по биотиту из пироксенитов — 139 млн. лет, по нефелину из тингуантов — 135—145 млн. лет. Пироксениты массива часто превращены в вермикулит и представляют бурую рыхлую массу, из которой развиваются зеркала скольжения. Породы разбиты трещинами ( $240 \angle 50^\circ$ ). В краевых частях массива развивается тектонит, который обнажен в ключе Масленниковом. В карьере видны сильно рассланцованные, будинированные породы сихотэ-алинского комплекса, сланцы ( $210 \angle 30^\circ$ ), покрытые зеркалами скольжения ( $6 \times 10$  м). Здесь распространены тектонические глины белого и бурого цветов с обломками кремней. Размер обломков до 20 см. Они представляют собой вытянутые тела, погруженные в тектонические глины. При удалении от массива угол падения выполаживается до  $8-15^\circ$ . Появляются прослои слюдястых пород мощностью до 30 см. Сланцы приобретают зеленоватый цвет, становятся жирными на ощупь. Общая мощность тектонитов достигает

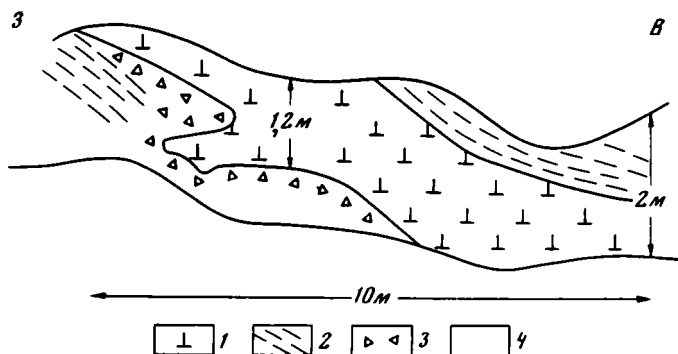


Рис. 23. Тело щелочных лампрофиров в левом борту долины р. Полынихи  
1 — щелочные лампрофиры; 2 — черносланцевая толща; 3 — брекчин; 4 — четвертичные отложения

30 м. Дайки щелочных пород известны в левом борту долину р. Полынихи, в 2 км восточнее ключа Герасимова. Одна из них представляет собой полого залегающее тело ( $30^\circ$ ) с восточным падением. Видимая длина 10 м, ширина 2 м (рис. 23). Лампрофиры прорывают глинистые сланцы с будинами и глыбами песчаников. На контакте глинистые сланцы приобретают белесоватый оттенок; они брекчированы. Для пород дайки характерна шаровая отдельность. На экзоконтакте породы становятся более прочными, осветленными. Эндоконтакт представлен сильно измененной плитчатой, темно-коричневой породой, которая интенсивно рассланцована. Мощность даек изменяется от 27 до 60 см. Видимая длина 4—6 м. Падение  $30^\circ$   $\angle 60^\circ$ . Иногда дайки изгибаются. Химический состав пород приведен в табл. 3.

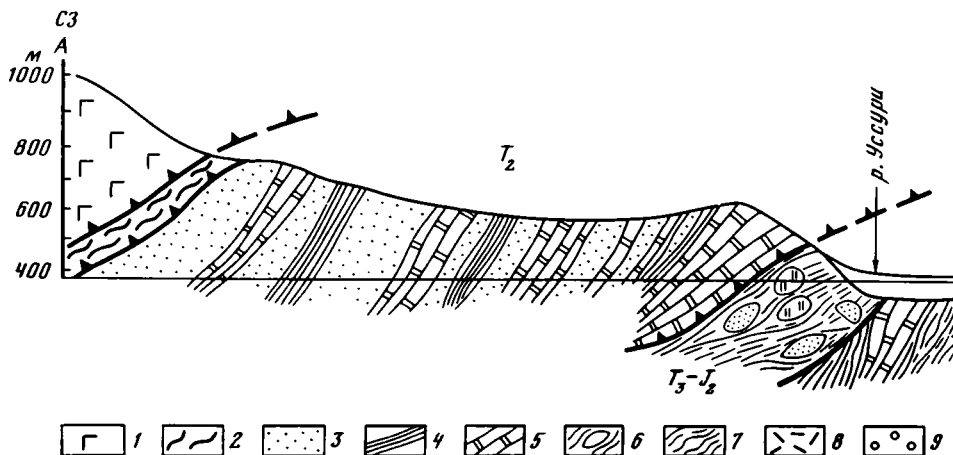
Южнее описанного района работы проводились в верховьях р. Уссури на площади, вытянутой вдоль ее долины от с. Архиповки до с. Извилилки. Ранее здесь картировалась крупная антиклинальная складка северо-восточного простирания. Считалось, что ядро этой структуры сложено каменноугольными и пермскими образованиями самаркинской свиты, крылья — пермскими образованиями и нижним мезозоем в терригенных фациях. Северо-

Таблица 3  
Химический состав щелочных лампрофиров, вес %

Окисел	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	44,84	43,47	47,46	39,82	42,10
TiO <sub>2</sub>	2,13	1,27	1,06	5,24	5,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,17	15,02	13,81	8,00	8,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,95	4,67	5,34	5,45	5,24
FeO	1,18	4,94	5,01	12,33	10,75
CaO	5,41	8,30	10,06	8,69	8,39
MgO	4,08	7,70	8,94	6,51	7,21
MnO	0,18	0,16	0,21	0,14	0,23
Na <sub>2</sub> O	3,70	1,84	1,64	1,95	2,10
K <sub>2</sub> O	2,06	4,58	0,81	1,33	2,44
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,18	1,52	2,11	0,18	0,39
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,52	3,71	3,13	4,20	3,50
CO <sub>2</sub>	—	2,80	0,75	5,00	2,80
C	—	—	—	0,33	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,46	0,21	0,28	0,23
Сумма	99,65	100,44	100,54	99,45	99,55

Примечание. 1, 4, 5 — долина р. Полынихи; 2—3 — дорожная выемка шоссе Бреевка—Чугуевка.





западное крыло прорывалось интрузией габброидов. В действительности тектоническая картина определяется сложно построенными комплексами микститов и надвинутых терригенно-кремнистых пород раннемезозойского возраста. Все эти образования, а также Бреевский массив габброидов надвинуты в юго-восточном направлении на образования автохтона, сложенного пермскими песчаниками и конгломератами, а также терригенными отложениями раннемезозойского возраста, аналогичными по своему строению параавтохтонному комплексу более северного района.

В структуре района можно выделить несколько структурных комплексов: автохтонный, аллохтонный и неавтохтонный (см. рис. 9).

Наиболее сложно построен аллохтонный комплекс. Он состоит из двух пластин, сложенных отложениями средне- и поздне триасового возраста (карний—ранний норий), и микститов, тесно связанных с различными тектонитами. Микститы имеют позденорийский—батский (?) возраст. Падение пород аллохтонного комплекса  $310 \angle 20-80^\circ$  (рис. 24).

Микститы и тектониты района слагают полосу северо-восточного простирания, которая протягивается от сопки Паршивой на юге до ключа Брусничного и далее на северо-восток. Общая протяженность полосы приблизительно 15 км при ее ширине от 500 до 2000 м и более. Контакты пород тектонические. Они залегают на породах нижней пластины и перекрываются верхней. Нижняя тектоническая пластина сложена тектонизированными песчаниками и рассланцованными алевролитами, которые переслаиваются с кремнями. Как говорилось ранее, возраст пород карний—ранний норий. Весь комплекс пород имеет крутые углы падения от  $60$  до  $80^\circ$ . В основании его находится пластина сильно тектонизированных полосчатых амфиболизированных габброидов, которые, по данным Ю.П. Бидюка, надвинуты на триасовые и верхнепермские породы. Верхняя пластина, сложенная среднетриасовыми породами, обнажена на левобережье р. Уссури. Ее основание представлено горизонтом кремней. Кремни в районе ключа Первого дислоцированы в пологие складки у основания ( $10 \angle 20-30^\circ$ ). На вершинах сопок дислокации увеличиваются — появляются складки, размах крыльев которых не превышает 1 м при высоте до 0,8 м. Деформации более верхних пород уже описаны как результат воздействия движения аллохтона габброидов. Контакт верхней пластины следует горизонталям рельефа, слегка погружаясь к северо-востоку.

Ниже его, в береговых обрывах старицы р. Уссури, обнажаются черные, сильно тектонизированные и милонитизированные алевролиты, алевропелиты с мало-мощными прослоями серых и зеленоватых песчаников ( $340 \angle 40^\circ$ ). В этот цемент

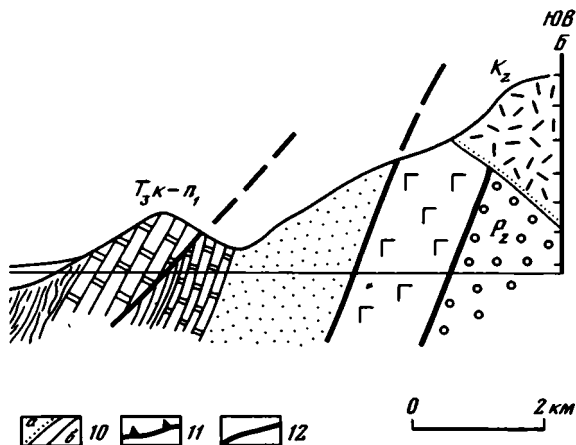


Рис. 24. Геологический разрез от сопки Синей до горы Обзорной (линию разреза см. на рис. 9)

1 — габброиды; 2 — динамосланцы; 3 — песчаники; 4 — алевролиты, аргиллиты; 5 — кремни; 6 — микститы; 7 — сильно будинированные породы; 8 — эффузивы кислого состава; 9 — конгломераты; 10 — геологические границы; а — несогласные, б — согласные; 11 — надвиг; 12 — крутопадающие тектонические нарушения

заклучены глыбы (от 0,3 до 3 м) кремней, неотличимых от пород верхней пластины и серых песчаников, также сходных с вышележащими образованиями.

Подобные же крупноглыбовые микститы хорошо обнажены в дорожных выемках на правом берегу р. Уссури от скалы Церковь до бывшей д. Нижняя Бреевка. Матрикс представлен милонитизированными, рассланцованными, катаклазированными глинистыми сланцами темных окрасок, которые местами переполнены брекчированными и тектонически окатанными обломками прокварцованных пород: песчаников и кремней. Падение сланцеватости северо-западное (300—310  $\angle$  40—45°), нередко крутые и вертикальные падения в тех же румбах. Породы разбиты многочисленными трещинами и разрывами, при приближении к которым увеличивается степень рассланцевания, появляются глинки трения и милониты. Часто можно встретить зеркала скольжения, которые развиваются не только по цементу, но и по поверхностям глыб. На них имеются разнонаправленные тектонические штриховки. Иногда среди сильно брекчированных пород встречаются более или менее ненарушенные алевропелиты серого и черного цветов.

Во всех этих породах заключены многочисленные и разнообразные как по форме, так и по составу глыбы и обломки. Причем наиболее мелкие из них часто создают пудинговый облик матрикса, вытягиваются по сланцеватости. Глыбы сложены заленоватыми песчаниками (рис. 25) аркозового и субаркозового состава, кремнистыми породами (рис. 26) и прокварцованными алевролитами. Кремнистые породы представлены окварцованными кремнями, реже в наиболее крупных блоках (4×10 м) сохраняются реликты ленточной слоистости — ритмичного чередования прозрачных серых кремней (3—5 см) и темных милонитизированных кремнистых аргиллитов (0,5—1 см). В одной из глыб сохранилась складка из будинированных пород. Недалеко от скалы Церковь, в 20 м над дорогой, была обнаружена глыба брекчированного и мраморизованного известняка серого цвета, диаметр которой не превышает 3 м. В известняках найдены фораминиферы (определение Б.В. Пояркова) *Pseudoendothira? ex gr. struve* Mocl, *Eostaffella aff. protvae* Raus., указывающие на серпуховской ярус раннего карбона. Наиболее многочисленны глыбы песчаников. Они же и наиболее крупные (до 15—20 м по длинной оси). При приближении к поверхностям глыб цемент дополнительно будинируется. Глыбы в рельефе образуют скальные выходы. Общая мощность крупноглыбовых микститов достигает 300 м.

В северном направлении через мощные зоны дробления и катаклаза они сменяются светло-серыми силицитами конца раннепермского времени. Мощность прослоев



Рис. 25. Глыба песчаников (диаметр 2 м) в алевролитах позднеэриасового—среднеэриасового возраста (дорожная выемка шоссе Бреевка—Чугуевка, южнее скалы Церковь)

достигает 30 см. Кремни слагают моноклиналь, полого наклоненную на север под углами  $30\text{--}50^\circ$ . Северная часть моноклинали смята в пологую складку. Высота складки 6, а ширина 4 м. После перерыва в 300 м, совпадающего с долиной ключа, на ее правом борту обнажена развальцованная и рассланцованная пачка алевролитов с массивными блоками зеленоватых песчаников. Глыбы разбиты многочисленными трещинами, судя по их наклонам падение зоны  $45\text{--}50^\circ$  к северо-западу. Видимая мощность зоны — около 50 м. Эта зона через развальцованные порфириты и их сланцы сменяется мощной (330 м) толщей алевролитов с двустворками позднеэриасового возраста. В основании — будинированные серые кремни с обломками конодонтов. Кремнистые аргиллиты превращены в милонит бурого цвета. Кремнистые породы (4 м) через алевролиты с плавающей галькой кремней сменяются рассланцованными, катаклазированными, трещиноватыми алевролитами с зеркалами скольжения. Падения пород близки к вертикальным ( $70\text{--}80^\circ$ ). Тектонизация пород севернее резко возрастает через 100 м. В зоне появляются многочисленные дайки лампрофиров. Их химические анализы приведены в табл. 3.

На контакте с дайками породы становятся более прочными. Мощность даек достигает 3—4 м. Иногда породы имеют шаровидную текстуру, изменены в вермикулит. На 10 м обнажения приходится примерно 1—2 дайки. Здесь же обнаружен прослой ракушняка. Раковины передроблены. В верхах интервала появляются мраморизованные известняки темно-серого цвета. Увеличивается степень тектонизации пород, которые превращаются в милониты с многочисленными окатанными глыбами и обломками песчаников ( $3\times 2$  м). Породы становятся светлее. Мощность сильно тектонизированной зоны около 20 м, по ней вышеописанные

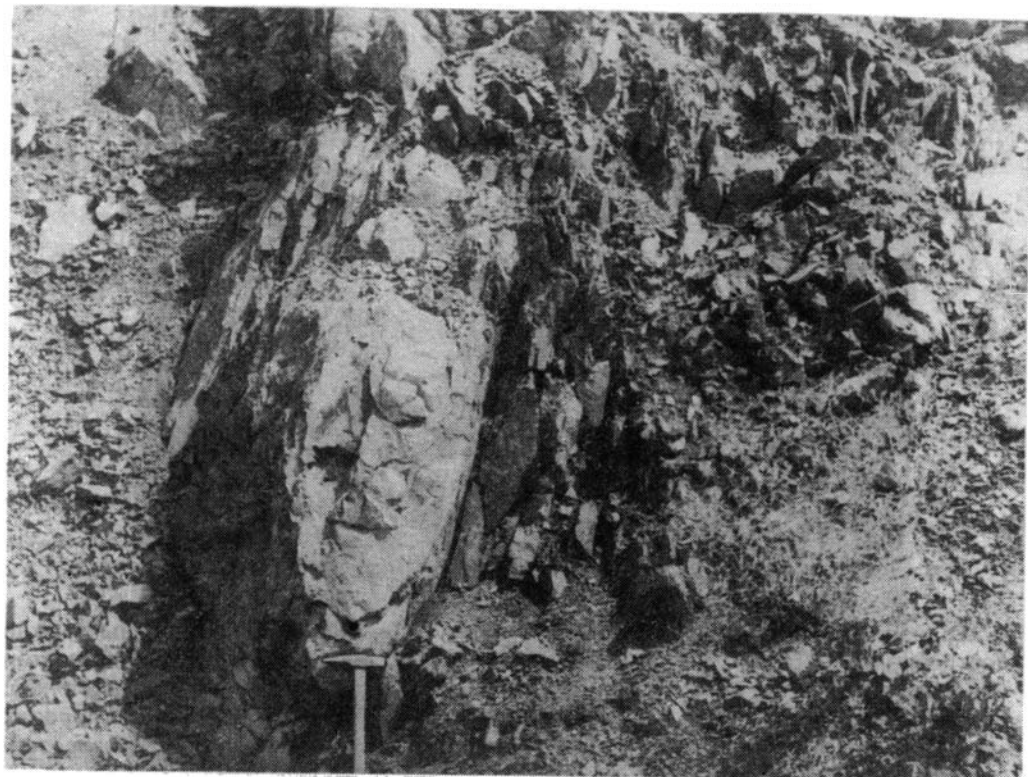


Рис. 26. Блок кремней в алевропелитах поздне триасового—среднеюрского возраста (дорожная выемка шоссе Бреевка—Чугуевка, южные скалы Церковь)

алевролиты граничат с пачкой кремнистых пород (рис. 27). Они представляют ритмичное переслаивание радиоляриевых силицитов с небольшим количеством спикул губок и кремнисто-глинистых пород. Все породы имеют серые окраски, хотя местами появляются сургучные яшмы и шоколадно-коричневые алевролиты и аргиллиты. Кремни сильно дислоцированы (рис. 28) и разбиты крутопадающими разломами на блоки. Вдоль разломов увеличивается брекчирование пород. Внутри кремней, в шлифах можно обнаружить зоны тектонического течения материала. Видимая мощность кремней 100 м, истинную мощность даже приблизительно оценить нельзя. Возраст кремней — условно средний триас.

Южный контакт этих пород представлен уже описанной зоной тектонитов, северный — не четкий. В его районе развиты дислоцированные и в основном брекчированные кремни. Их мощность 20 м. Севернее кремни "надстраиваются" кремнистыми аргиллитами и алевропелитами черного, зеленоватого цвета с редкими прослоями мраморизованных известняков темно-серого цвета. В зеленых аргиллитах обнаружены радиолярии байос-батского (?) возраста. Их мощность 100 м. По зеркалам скольжения среднеюрские породы граничат с кремнями поздне триасового возраста, при этом кремни надвинуты на терригенные породы и перекрывают их на протяжении 30 м. Алевролиты превращены около зеркала скольжения в сланцы, приспособливаются к его поверхности. Северный контакт кремней (рис. 29) представляет собой зону брекчированных и будинированных пород с зеркалами скольжения ( $300-340^{\circ}$   $\angle 65-70^{\circ}$ ). Мощность кремней 30—40 м на уровне дороги, вверх по склону она несколько увеличивается. Конец дорожной выемки сложен окварцованными, рассланцованными терригенными породами, не отличимыми от вышеописанных.

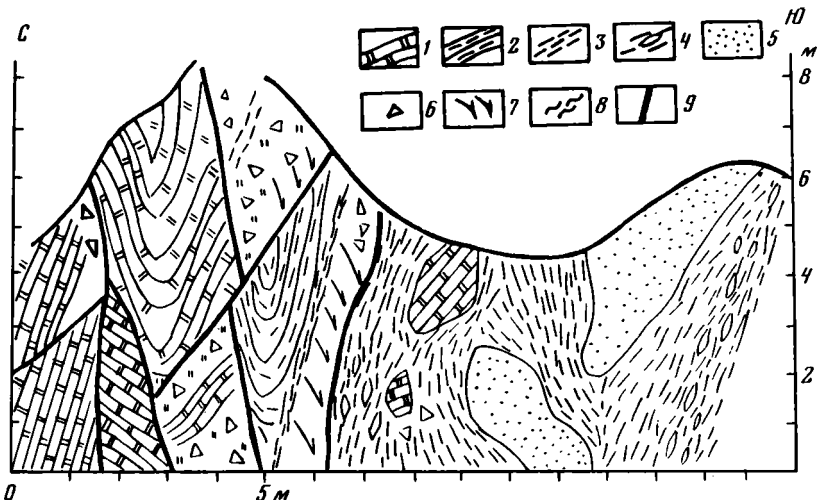


Рис. 27. Южный контакт анизийско-ладинских кремней с алевролитами и микститами черносланцевой толщи (южная сторона скалы Церковь)

1 — кремни; 2 — кремнистые аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — микститы; 5 — песчаники; 6 — брекчи; 7 — зеркала скольжения; 8 — зоны мионитизации; 9 — разломы

Таким образом, в районе бывшей д. Нижняя Бреевка распространены сложно построенный комплекс микститов. Основная масса представлена терригенными породами со "взмученными" текстурами и редкими прослоями известняков. Возраст, по находкам фауны, позднеюрский — батский (?). В этих породах заключены разновозрастные породы — триасовые кремнистые породы, палеозойские известняки и песчаники с алевролитами неясного возраста. Микститы несут следы тектонической переработки. По всей видимости, мы имеем дело с древними морскими оползнями, при образовании которых в матрикс попадали более древние породы. Следы тектонизации указывают на то, что позднее эти сложно построенные породы подверглись меланжированию. При этом меланж с терригенным рассланцованным цементом приурочен к основанию микститов. Ниже этих крупноглыбовых тектонических микститов, на левом берегу р. Уссури, напротив с. Верхняя Бреевка, находятся мионитизированные и рассланцованные алевролиты с вытянутыми "будинами" кремнистых пород серого цвета. "Будины" имеют протяженность 1—3 м при их мощности от сантиметра до 0,5 м. Изредка здесь присутствуют протяженные, также тектонизированные горизонты того же состава. Общее падение этих тектонитов  $340 \angle 40-45^\circ$ . Мощность достигает 650 м, а общая мощность тектонизированных микститов составляет 2000—2500 м. По своему виду микститы сходны с олистостромами, однако тектонические контакты, отсутствие глыб габброидов не позволяют связывать их образование с конседиментационным движением пластин габброидов.

Указанные аллохтонные пластины надвинуты на пермские и нижнемезозойские образования. По данным Ю.П. Бидюка, они представлены соответственно песчанстыми алевролитами, песчаниками и конгломератами с фауной и песчаниками, алевролитами с линзами ракушняков, алевролитами средне-позднетриасового, ранне-среднеюрского возраста. Породы, как можно видеть у с. Архиповки, слабо деформированы. Как аллохтонные, так и автохтонные образования перекрываются неавтохтоном. Неавтохтон сложен меловыми и кайнозойскими образованиями. По данным Ю.П. Бидюка, меловые образования на изученной площади представлены сенон-датскими туфами и туфобрекчиями дацитовых порфиринов, кайнозойские — покровами плиоценовых базальтов со столбчатой отдельностью слагающих вершины сопков напротив с. Верхняя Бреевка.



**Рис. 28.** Складки в анизийско-ладинских кремнях (дорожная выемка шоссе Бреевка—Чугуевка). Высота хорошо обнаженных пород 10 м

На самом юге Уссурийской подзоны распространены образования вангоуской серии, имеющие много общего с более северными районами. Возраст пород условно определяется как позднепермский—раннемезозойский (соответствующая аргументация будет приведена ниже). Породы вангоуской серии протягиваются широкой полосой вдоль долины р. Кривой. Отсутствие маркирующих пластов, тектонические и конседиментационные деформации пород, метаморфизм осложняют составление стратиграфического разреза серии и ее описание. В районе с. Чистоводного (рис. 30) значительная часть серии сложена микститами. Их основная масса представлена черными кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, хлоритовыми сланцами и алевропелитами, в которых неравномерно распределены линзы, обломки, обрывки пластов и пласты аркозовых песчаников. Иногда отмечается незакономерное поглубление материала, вплоть до гравелитовой размерности, часто встречаются пачки "взмученных" пород.

На левобережье р. Синегорья черные сланцы с прослоями песчаников неправильной формы, мощность которых на незначительном расстоянии меняется вдвое, постепенно переходят в массивные желтоватые мелкозернистые песчаники. В прослое песчаников, мощность которых достигает 150 м, отмечается местами резкое

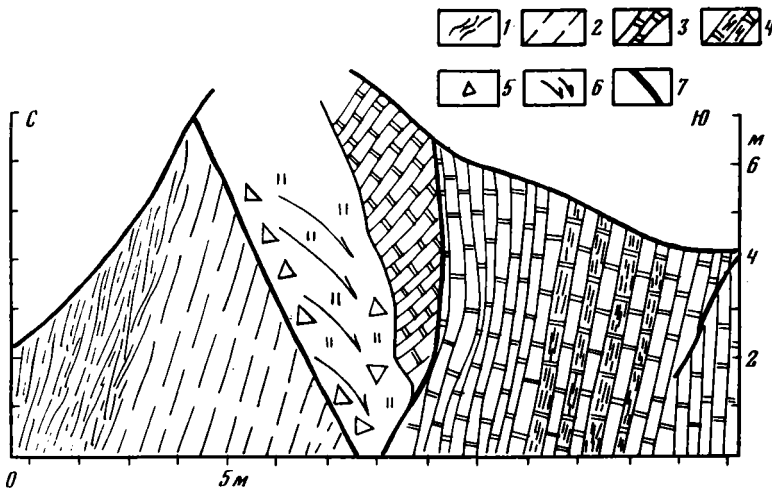


Рис. 29. Северный контакт ладинских кремней с отложениями черносланцевой толщи (дорожная выемка шоссе Бресевка—Чугуевка)

1 — рассланцованные алевролиты; 2 — массивные алевролиты; 3 — кремни; 4 — кремнистые аргиллиты с конодонтами; 5 — брекчии; 6 — зеркала скольжения; 7 — разломы

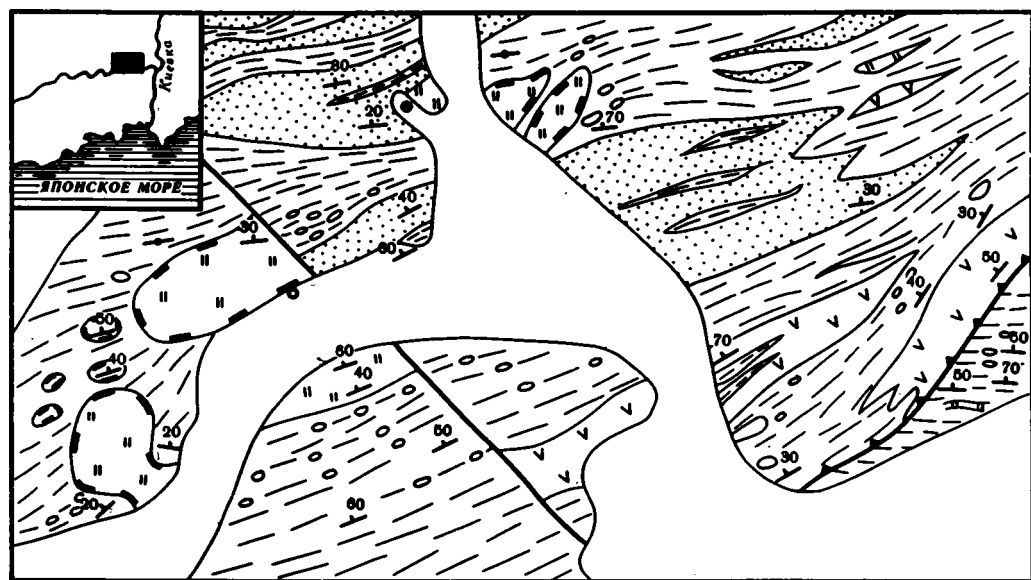
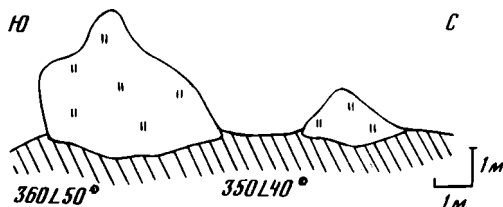


Рис. 30. Геологическая схема района слияния рек Кривая и Синегорье

1 — четвертичные отложения; 2 — алевролиты, кварц-серпигитовые сланцы; 3 — песчанники; 4 — микститы; 5 — олистолиты и крупные глыбы; 6 — эффузивы основного состава; 7 — кремнистые породы; 8 — тектонические нарушения: а — надвиги, б — крутопадающие разломы; 9 — элементы залегания: а — наклонные, б — вертикальные; 10 — точки находок конодентов: а — определенных, б — неопределенных

увеличение размерности зерен. В аналогичных песчаниках на противоположном берегу можно видеть неправильную слоистость, чередование с маломощными прослоями алевролитов. Алевролиты нередко как бы вдавливаются в песчаники. Постепенно последние сменяются микститами, основная масса которых представлена черными метаморфизованными алевролитами, а в глыбах (15 × 40 см) и обломках (не более 5 см) находятся кремни с ленточной слоистостью и песчаники, аналогичные вышеописанным. В целом основная масса микститов сильно рассланцована, иногда смята в небольшие складки (правый берег р. Кривой). По своему виду матрикс похож на отдельные, сложно сочетающиеся чечевицы, на поверхностях которых имеются зеркала скольжения. В ряде мест на изученной площади с терригенными породами

Рис. 31. Залегание блоков кремнистых пород в основных эффузивах вангоуской серии (перевал Коцкого)



тесно связаны прослои зеленокаменных эффузивов основного состава. На перевале Коцкого они представлены хлоритизированными массивными, часто рассланцованными порфиритами, пересланцованными с редкими прослоями кремнистых пород (состав пород приведен в табл. 4). Кроме того, здесь имеются многочисленные глыбы ожелезненных, окварцованных массивных кремней диаметром от 3 до 5 м (рис. 31). В ряде мест порфириты содержат глыбы (до 3 м) окварцованных и брекчированных мраморизованных известняков.

Характерная черта описываемых микститов — наличие многочисленных крупных блоков разнообразных пород, заключенных в матрикс. В дорожных выемках видно, что карбонатные породы образуют либо удлиненные веретенообразные тела, либо изометричные обломки, размеры которых достигают 5—6 м. Карбонаты представлены рассланцованными мраморизованными известняками и мраморами черного и светло-серого цвета. Эффузивы, слагающие изометричные глыбы (диаметр до 30 м), представлены порфиритами, катаклазированными диабазами, спилитами и кварцевыми кератофирами (единичная находка). Химические составы отдельных типов пород даны в табл. 4. Значительный процент глыб (диаметр до первых метров) сложен грубо- и среднезернистыми песчаниками. Эти светлые, плохо сортированные породы со сланцеватой текстурой. Цемент базальный, серицитовый. Обломочная часть песчаников представлена плохо окатанными зернами плагиоклаза и кварца. Кремнистые породы слагают как мелкие глыбы (2×3, 5×5 м), так и крупные олистоплаки размером до 1500×400 м (см. рис. 30). Они представлены метаморфизованными ленточными кремнями светлых окрасок, ритмично пересланцованными с темными кремнистыми аргиллитами. Олистоплаки сложены полого наклоненными пакетами этих пород, которые у основания дислоцированы в напряженные линейные складки. Мощность олистоплак оценивается приблизительно в 100 м. Они имеют тектонические контакты, часто окружены ореолом из глыб того же состава. Размеры их достигают 50×100 м. Большинство крупных блоков показано на рис. 30.

Комплексы с хаотическим строением, мощности которых достигают 2000—3000 м, на изученной площади перекрываются с постепенным переходом толщей переслаивания аркозовых песчаников (до 80% разреза в районе ключа Доступного) и глинистых сланцев. В низах разреза имеются горизонты черных сланцев с глыбами (4×3 м) ленточных кремней, которые окружены шлейфами мелких обломков. В одной из глыб обнаружены и выделены плавиковой кислотой (определение И.С. Барскова) конодонты *Neogondolella*, близкие к *N. rozenkrantzi* (Bender et



Т а б л и ц а   4

Химический состав некоторых пород вангоуской серии, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	43,57	45,91	47,40	50,98	47,29
TiO <sub>2</sub>	3,38	1,97	1,93	1,91	2,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	14,80	12,37	11,97	18,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,93	4,28	4,65	4,03	4,85
FeO	9,85	9,95	8,15	6,68	7,05
CaO	6,30	5,21	7,18	7,56	8,42
MgO	7,19	6,67	10,53	9,09	3,99
MnO	0,07	0,07	0,14	0,07	0,23
Na <sub>2</sub> O	2,70	3,89	3,15	3,89	1,70
K <sub>2</sub> O	1,18	0,58	0,46	0,84	1,42
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,86	0,08	0,31	0,14	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,01	4,58	3,09	2,56	2,87
CO <sub>2</sub>	0,75	—	0,30	—	0,28
C	—	—	—	—	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,17	1,61	0,21	—	0,55
Сумма	99,58	99,60	99,87	99,72	100,28

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — измененные спилиты из глыб вангоуской серии (дорожная выемка западнее р. Сянегорья); 3, 5 — прослой в терригенных породах; 3 — зеленокаменные породы (падь Ивановская); 4 — порфирид (правобережье р. Кривой, против впадения р. Чистоводной); 5 — порфиритовид (песвал Коцкого).

Stoppel). Они были впервые описаны из "средней" и верхней перми Сицилии и Гренландии. В советской стратиграфической номенклатуре возрастной интервал для данного образца может быть определен не ниже, чем артинский ярус, и не выше, чем заведомая верхняя пермь (дорошамский ярус). В комплексе присутствуют также представители рода *Diplognathiodus*, которые преимущественно распространены в сакмарском и артинском ярусах, что не противоречит предыдущему заключению.

Все описанные породы имеют моноклиналиное падение 310°/30—80°, которое подчеркивается сланцеватостью и наклоном олистоплак. Кроме того, имеется большое количество крутопадающих разломов, осложняющих структуру и мелкие постседиментационные надвиги. Вблизи последних породы милонитизированы имеют падение от 30 до 50°. В районе бывшей д. Ивановки они резко структурно несогласно надвигаются на терригенно-кремнистые толщи, мало отличимые от тех, которые описывались ранее.

Отложения вангоуской серии обнажены также в береговых обрывах бухт Киевка и Мелководная. Они сложены метаморфизованными светло-серыми, хорошо сортированными песчаниками аркозового состава. В песчаниках имеются глыбы более прочных пород того же состава. По четкой границе песчаники сменяются метаморфизованными черными сланцами с будинированными прослоями мелкозернистых песчаников. В районе мыса Обливного отложения приобретают вид конседиментационной брекчии. В глинисто-сланцевом цементе закатаны глыбы и обломки песчаников, гравелитов и редко серпентинизированных пород. Иногда пачка приобретает вид пльвуна — хаотического нагромождения растянутых либо смытых пластов, заключенных в те же сланцы. В ряде мест вокруг глыб (0,2—2 м) видны шлейфы обломочного материала. Общая мощность толщи в этом районе достигает 500 м.

Остановимся на возрасте микститов вангоуской серии. Находки конодонтов из глыб кремней позволяют считать возраст матрикса послеоартинским. Принимая во внимание сходство серии с отложениями сихотэ-алинского комплекса триас-юрского возраста, можно считать, что ее возраст является позднепермским—раннемезозойским. Он соответствует времени конседиментационных деформаций. В

целом отложения вангоуской серии образовались в морских условиях при значительной роли подводно-оползневых процессов. Тектонизация и метаморфизм пород произошли, очевидно, позже.

Подводя итог результатам, полученным на территории Уссурийской тектонической подзоны, отметим основные черты ее тектонического строения. Все породы зоны в значительной мере тектонизированы. Это выражается в повсеместном рассланцевании, брекчировании, милонитизации пород. При этом первичная структура пород нижнего мезозоя была нарушена в конседиментационном состоянии, на что указывают наличие подводно-оползневых текстур, большое количество глыб различного состава, растащенные пласты и многое другое. Впоследствии образованные породы подвергались меланжированию, брекчированию и пр. Для подзоны характерно наличие чешуйчатых и надвиговых структур. В ряде мест они прорываются дайками ультраосновных щелочных пород и крупных массивов того же состава. Породы западных частей подзоны надвинуты в юго-восточном направлении на терригенные породы перми и нижнего мезозоя более восточных районов. В свою очередь по надвигам они перекрываются аллохтонами габброидов допозднепермского возраста. Восточным ограничением Уссурийской тектонической подзоны в современной структуре служит Центральный Сихотэ-Алинский сдвиг [Иванов, 1972].

Дунайская тектоническая подзона находится на юге Приморья, занимая побережье Японского моря от долины р. Партизанской до п-ова Дунай. Большая часть подзоны скрыта под наложенной впадиной, выполненной мезозойскими образованиями.

Положение Дунайской тектонической подзоны не ясно. С одной стороны, ей присущи черты, характерные для Ханкайского массива, — наличие метаморфических пород в ксенолитах, возраст которых установлен К—Аг-методом как 622 млн. лет [Мишкин и др., 1970]. С другой стороны, здесь широко распространены массивы габброидов, которые мало отличимы от аналогичных пород Сергеевской подзоны. Именно наличие этих образований заставляет относить подзону к Сихотэ-Алинской мегазоне. Габброиды слагают значительные площади подзоны. В бухте Анна они представлены нетектонизированными темно-зелеными полосчатыми меланократовыми габбро со шлифами темноцветных материалов. Габброиды прорываются ярко-розовыми аплитовыми жилами с эпидотом. На ряде участков [Геология СССР, 1969] габброиды подверглись динамометаморфизму. Наблюдаются огнейсование, полосчатость, развитие сланцеватости. Осадочные породы подзоны смяты в складки нескольких порядков. Установлена плейчатость. Структуры разбиты вертикальными разломами. Здесь известны грабены, выполненные верхнепермскими отложениями, смятыми в складки.

Восточно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона. Восточно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона соответствует выделенному ранее Главному синклинорию Сихотэ-Алиня, но отличается от него по площади. Из состава синклинория исключены сложно дислоцированные палеозойские и нижнемезозойские комплексы Кавалеровского района, которые относятся к Прибрежной зоне.

Западной границей зоны является Центрально-Сихотэ-Алинский сдвиг, строение которого подробно рассмотрено Б.А. Ивановым, [1972].

На юге в бассейне р. Киевки [Геология СССР, 1969] зона имеет вид клина. Здесь толща мезозойского возраста смята в узкие линейные складки северо-восточного простираения. Крылья складок осложнены складчатостью более высокого порядка. При этом отмечается наличие опрокинутых, лежащих и перевернутых складок. Их общее запрокидывание — на северо-запад. Севернее, в междуречье Киевки и Уссури, меловые и юрские образования залегают сравнительно полого. В бассейне р. Извилилки выделяется ряд сложных складок, оборванных на юго-востоке надвигами. Здесь в триасовых образованиях широко распространен динамометаморфизм, выраженный будинажем, рассланцеванием и катаклазом. В целом триасовые

образования надвинуты на меловые. На широте пос. Кавалерово имеется ряд сложно построенных складок, многие из которых опрокинуты на северо-запад. По данным В.П. Уткина [1980], для территории характерно обилие левых сдвигов.

**Прибрежная зона.** Под Прибрежной зоной нами понимается территория восточного Сихотэ-Алиня, на которой выходят на поверхность либо предполагаются по геофизическим данным отложения палеозоя и нижнего мезозоя. Ее структура характеризуется чешуйчато-блоковым строением, осложненным Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом. Сильные деформации пород и покровные структуры позволяют предполагать, что Прибрежная зона является крупным аллохтоном, надвинутым на нижнемеловые образования Восточной зоны. Имея в виду огромное количество разломов, ограничивающих блоки, в том числе и сдвиги [Уткин, 1980], сконцентрируем внимание на чешуйчато-надвиговых и покровных структурах, которые давно известны в районе [Геология СССР, 1969; Берсенева, 1964].

В восточной части Кавалеровского района, в бассейнах ключей Силинского и Балаганного, закартирован Силинский аллохтон с общей площадью, превышающей 24 км<sup>2</sup> [Геология СССР, 1969]. Он сложен кремнисто-терригенными, интенсивно дислоцированными отложениями карнийского и норийского возраста. Складки опрокинуты на запад. Аллохтон ограничен разломами, падающими под него под углами от 20 до 45°. Автохтоном являются юрско-нижнемеловые рассланцованные и будинированные отложения эрдагуской свиты. При этом в будинитах имеются обрывки слоев рассланцованных песчаников серого цвета. Породы автохтона смяты в складки, запрокинутые на северо-запад. Общее падение пород крутое — 60—80°. Они были вскрыты буровыми скважинами под породами аллохтона.

Для Кавалеровского района [Нарбут, 1972] характерна система зон тектонических нарушений, которые прослеживаются на многие десятки километров. Всего выделено четыре основных направления: северо-восточное, северо-западное, субмеридиональное и субширотное. Зоны смятия северо-восточного, направления представлены будинированными и рассланцованными алевролитами и аргиллитами поздне триасового возраста, в которых заключены блоки пермских известняков. Эти зоны наиболее значительны по своим размерам и определяют размещение месторождений. Остальные три направления характерны для зон повышенной трещиноватости. Первая из них (северо-западного простираения) представляет собой систему трещин шириной от 2 до 6 км. Зоны нарушений формировались до конца нижнего сенона в обстановке тангенциального сжатия. По мнению Г.Б. Нарбута [1972], продольные зоны могут соответствовать глубинным надвигам.

Восточнее известен Высокогорский надвиг, который прослеживается вдоль долины р. Высокогорской более чем на 30 км [Геология СССР, 1969]. На левобережье р. Зеркальной автохтон сложен триасовыми, юрскими, нижне- и верхнемеловыми образованиями. Аллохтон — триасовыми и среднеюрскими породами. Ранее предполагалось, что на левобережье р. Высокогорской аллохтон сложен карнийскими порфиритами и известняками, перекрытыми кремнистыми породами. Автохтон — норийскими и меловыми отложениями. Наши работы показали сложное строение этого района. Здесь выделяются аллохтонный и автохтонный комплексы.

Аллохтон сложен образованиями тетюхинской свиты. Его основание обнажается в русле руч. Продснабовского. Здесь установлены милонитизированные обожженные алевролиты и песчаники, в которых заключен блок (до 3 м) темных обожженных кремней. Породы имеют вид тектонита, который выше сменяется сильно складчатыми и, наконец, полого залегающими кремнями. Вершины сопков представлены дислоцированными кремнистыми породами пестрых окрасок. Западный борт долины ключа сложен плотными ожелезненными известняками с сероводородным запахом. В известняках есть фауна двустворок. К основанию известняки заметно тектонизируются. Над известняками залегает терригенно-

кремнистая толща ( $240 \angle 20^\circ$ ). Для этих пород характерна милонитизация, в результате которой прослои кремнисто-глинистых пород превращены в милониты ярко-зеленого цвета. Кремнистые породы при этом растрескиваются. Толща слегка перемята в складки, углы падения крыльев не превышают  $20^\circ$ . В ряде мест на разных уровнях прослеживаются зоны черных обожженных пород, тектонических глин, наполненных кремнистыми дресвянниками. Основание северного склона горы Острой сложено рассланцованными и милонитизированными песчаниками и алевролитами, которые залегают горизонтально либо наклонены на юг под углами  $10-20^\circ$ . Была отмечена всего одна складка с размахом крыльев до 3 м, которая подорвана небольшим разломом, наклоненным в южных румбах под углом  $40^\circ$ .

Господствующие в рельефе сопки образованы дислоцированными кремнистыми породами. Они представляют собой тектоническую пластину, подстилаемую вышеописанными милонитами. Милониты по средне-верхнетриасовым породам надвинуты на известняки карнийского возраста, которые залегают в основании описанного аллохтонного комплекса. Автохтон сложен передробленными терригенными породами — алевролитами, песчаниками, в верховьях ключа Потеряева — сильно будинированными и рассланцованными алевролитами и песчаниками ( $140 \angle 60-70^\circ$ ), которые при приближении к аллохтону становятся более светлыми, передробленными ( $80 \angle 80^\circ$ ). Аллохтон образован кремнистыми породами горы Острой ( $290 \angle 70^\circ$ ). Породы автохтона выходят из-под них в тектонических окнах в бассейне ключей Продснатовского и Потеряева.

Таким образом, в районе горы Острой закартирован аллохтон, сходный с Силинским. Простираение аллохтона восток-северо-восточное, площадь  $75 \text{ км}^2$ . Аллохтон сложен серией тектонических пластин, претерпевших незначительные перемещения. При их движении деформации носили пластовый характер, т.е. основная разрядка напряжений происходила за счет более пластичных терригенно-кремнистых пород, превращенных в милониты. Более прочные породы либо слегка изгибались, либо растрескивались. Складчатым деформациям подверглись только кремнистые пачки г. Острой.

Высокогорский надвиг смещается в пределы Дальнегорского района левым сдвигом, амплитуда которого достигает 10 км [Геология, СССР, 1969]. При этом аллохтон сложен триасовыми породами, а автохтон — нижнемеловыми. В пределах Дальнегорского района находится серия надвигов, наиболее известным из которых является Тетюхинский [Берсенов, 1964]. Его автохтон образован нижнемеловыми отложениями, аллохтон — триасовыми. Поверхность надвига проходит по подошве кремнистых пород. Падение его сместителя северо-восточное, углы падения  $30-40^\circ$ . Возраст надвигообразования определяется как турон-раннесенонский. Крупным надвигом района является Нежданковский, по которому кремнисто-карбонатно-терригенные отложения триаса надвинуты на нижнемеловые образования. Сместитель имеет юго-восточное падение с углами  $10-50^\circ$  [Уткин, 1980].

Приведем еще один пример покровных соотношений. В районе горы Сахарной описан непрерывный разрез триасовых отложений [Бурый, Жарникова, 1981]. Вместе с тем знакомство с "разрезом", вскрытым магистральной канавой, и данные С.Н. Ильиной свидетельствуют о значительной роли разрывной тектоники. Строение, в общем виде представляется следующим образом. Вершина горы Сахарной бронируется средне-верхнетриасовыми известняками с сероводородным запахом. Непосредственно ниже контакта залегают темно-коричневые, слегка ожелезненные, тектонизированные алевролиты с остатками растительного детрита и многочисленными зеркалами скольжения. Ниже алевролитов находятся песчаники, известковистые песчаники, гравелиты (прослои до 10 см). В обломках — окатанные и полуокатанные кремни зеленого цвета с радиоляриями. Песчаники рыхлые, мелкозернистые с отдельными обломками кремней. Имеются прослои серых обломочных известняков. Ниже этих пород залегают брекчи. Их цемент представлен терригенным известковистым материалом, в котором заключены

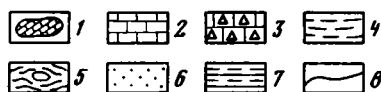
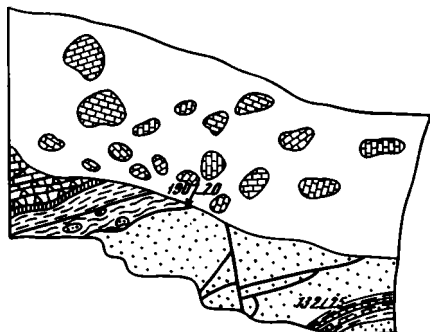


Рис. 32. Тектонический контакт триасовых известняков (гора Сахарная), по С.Н. Ильиной

1 — делювий; 2 — известняки; 3 — брекчированные известняки; 4 — зона мylonитизации; 5 — зона интенсивного расщепления; 6 — песчаники; 7 — переслаивание песчаников и алевролитов; 8 — разломы

обломки зеленых кремней (до 10 см), песчаников (блоки до 5 м), черных кремней, известковистых песчаников. Указанные породы граничат с крупным блоком известняков, юго-западный контакт которых нарушен вертикальным разломом, а северо-восточный представляет собой серию пологих разломов (рис. 32), по которым известняки перекрывают песчаники.

В верховьях ключа Тигрового в горных выработках видно, что среднетриасовые кремни раздавлены. Здесь развиваются зоны мylonитизации по терригенно-кремнистым породам. Вниз по течению появляются мylonиты по эффузивам основного состава, брекчии с обломками песчаников, алевролитов. Основание горы Сахарной сложено серыми песчаниками. Указывается [Сей, Калачева, 1980], что здесь были найдены остатки фауны среднеюрского возраста. Таким образом, триасовые образования перекрывают более молодые породы. Покровные соотношения, по данным Б.А. Иванова, известны также в районе пади Шубинской, где средне-верхнетриасовые породы перекрывают готерив-альбские отложения, смятые в опрокинутые к северо-западу складки.

\* \* \*

Приведенный выше обзор тектонического строения Южного Приморья показывает, что в течение тектонической истории неоднократно проявлялись горизонтальные движения, охватившие значительные площади Сихотэ-Алинской тектонической мегазоны, а также выявленные, но слабо изученные на территории Ханкайской мегазоны. Это вызывает необходимость отказа от многих устоявшихся тектонических представлений.

Чешуйчато-надвиговые и покровные структуры Западно-Сихотэ-Алинской зоны были сформированы в позднеюрский—раннемеловой этап. Эти структуры сложены как толщами сихотэ-алинского комплекса, так и меланократовыми породами, движение которых сопровождалось формированием маломощных зон серпентинитового меланжа, а также тектонизацией пород Уссурийской подзоны. Тектонизация проявилась в различных формах: расщеплении, складкообразовании, мylonитизации, брекчировании, образовании меланжей с эффузивным и терригенным цементом. Все эти процессы замаскировали триасовые и юрские конседиментационные деформации. Судя по общему наклону плоскостей надвигов, запрокидыванию складок, движение происходило с северо-запада на юго-восток. При этом амплитуда перемещений в осадочных комплексах, видимо, не превышала первых десятков километров и была несколько большей для аллохтонов габброидов Сергеевской подзоны.

Надвиговые и покровные структуры Прибрежной зоны были сформированы в турон-раннесеноманский этап [Берсенева, 1964]. По имеющимся данным, их амплитуды могут достигать десятков километров. Общее движение осуществлялось в северо-западном направлении и вызвало усложнение структур в более западных районах.

## ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ И ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

В настоящее время нет общепринятой точки зрения на палеотектонические связи Японских островов и Южного Приморья. Вместе с тем сопоставление двух регионов имеет большое научное, практическое и методическое значение. От того или иного взгляда на историю обоих регионов зависят, например, представления о природе Японского моря, о направленности развития приокеанических зон Дальнего Востока. По мнению Т. Кимура, "геологическое строение континентальной области Дальнего Востока резко отличается от геологического строения Японских островов" [1979, с. 169]. В то же время существуют реконструкции, согласно которым Гродековская зона Приморья находит свое продолжение в зоне Хида, с которыми она составляла некогда единое целое [Тектоника континентальных..., 1980]. Имеется точка зрения [Ishikawa et al., 1980], что Сихотэ-Алинь был теснее связан в мезозое—палеогене с внутренней зоной юго-западной Японии, чем с северо-восточной частью Японских островов. Наконец, есть сопоставления тектонического строения Приморья и Японии для позднемезозойского—кайнозойского времени [Тектоника континентальных..., 1980].

Целью настоящей главы является на основе геологического строения Японии подойти к вопросу о сходстве тектонического развития территорий Южного Приморья и Японских островов. Оговоримся, что мы не ставим задачу подробно описать геологию Японских островов, тем более что имеются крупные сводки, такие, как "Geology [and mineral] resources of Japan" [1977], "An outline of the geology of Japan" [1975], "Геологическое развитие Японских островов" [1968], посвященные этому вопросу. Многие положения из этих монографий использованы в настоящей главе, но для краткости мы в дальнейшем не будем каждый раз ссылаться на указанные работы.

Общепринятая схема тектонической зональности Японии представлена на рис. 33. Остановимся на кратком описании геологического строения тех зон, которые понадобятся нам в дальнейшем.

Зона Хида занимает наиболее северную часть внутренней части юго-западной Японии. Она сложена метаморфическими породами и гранитами Фунатцу. То и другое перекрывается с несогласием мезозойскими отложениями. Метаморфические породы зоны Хида [Nigoi, 1978] представлены кварц-полевошпатовыми гнейсами и мраморами, пелитовыми сланцами. В мраморах обнаружены мшанки и фораминиферы, указывающие на позднепалеозойский возраст. Возраст регионального метаморфизма оценивается в 250 млн. лет. По данным японских геологов [Sugisaki et al., 1973], определение абсолютного возраста (Rb—Sr-метод) по минералам из метаморфических пород дало значения 170—250 и 300—400 млн. лет. По обломочному циркону из терригенных метаморфических пород получено значение 1493 млн. лет. Основная часть гранитоидов Фунатцу сосредоточена в краевых частях зоны Хида. Это милонитизированные граниты, гранодиориты, диориты триас-раннеюрского возраста.

Зона Хида представляет собой тектонический покров, который подстилается с юга и востока серпентинитовым меланжем, по которому она надвинута на осадочные образования пояса Мино. В серпентинитах заключены глыбы ультраосновных пород, метагаббро, сланцев хлоритовых и биотитовых с глаукофаном, а также глыбы палеозойских пород. Время тектонического перемещения оценивается как послепермское—дораннеюрское. Палеозойские толщи, развитые в районе Хида, граничат с метаморфическими породами только через серпентиниты. Их строение хорошо изучено в префектуре Гифу [Niikawa, 1980], где они представлены верхнедевонскими известняками, их переслаиванием с туфами

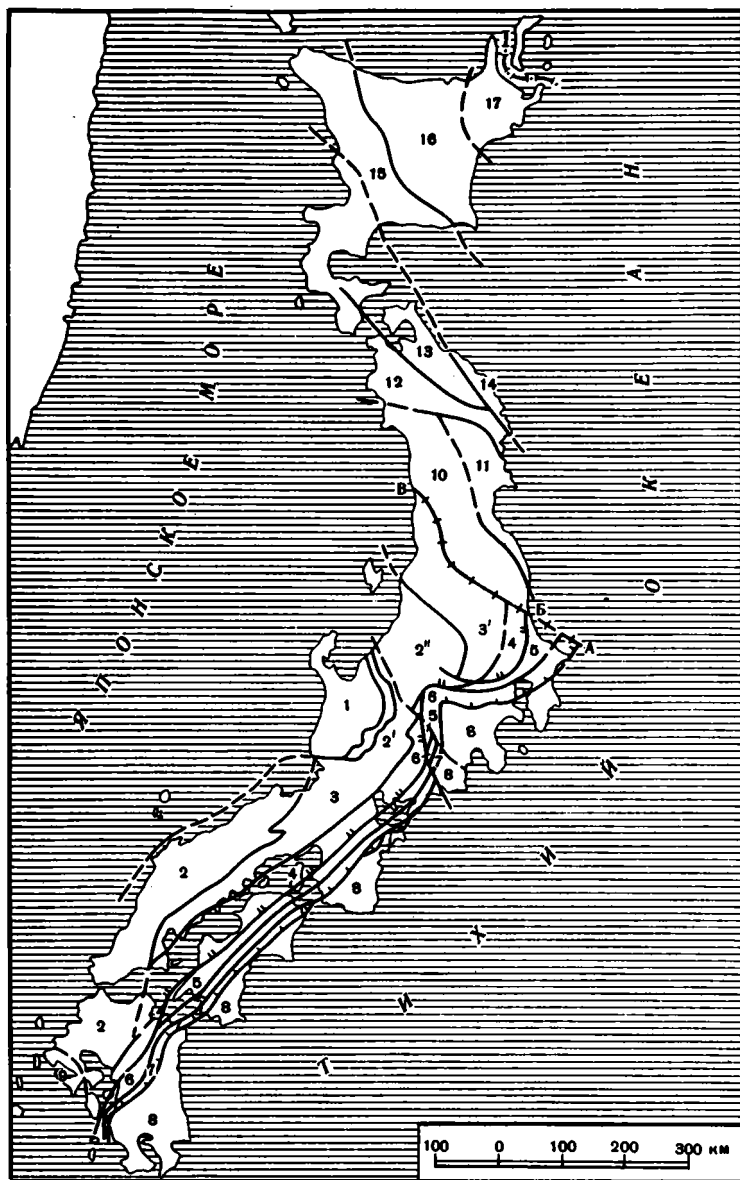


Рис. 33. Тектоническая зональность Японии (донеоген) [An outline..., 1975]

Юго-Западная Япония: 1—4 — Внутренняя зона: 1 — Хида, 2 — Сангун (2' — краевой пояс Хида, 2 — пояс Ийетцу), 3 — Тамба (3' — пояс Ашио), 4 — Риоке (4' — пояс Тсукуба); 5—9 — Внешняя зона: 5 — Самбагава, 6 — Титибу, 7 — Самбосан, 8 — Симанто, 9 — Нишисоноги. Северо-Восточная Япония: 10 — Абукума; 11 — Южный Китаками; 12 — Северный Китаками; 13 — Иваназуми; 14 — Таро. Хоккайдо: 15 — Камункотан; 16 — Хидака; 17 — Тишима. Разломы: А — Мидианный, Б — Бутсузо, В — Танакура

и сланцами (170 м). По разлому граничат с каменноугольными породами, представленными известняками разнообразных окрасок (320 м). Карбон перекрывается пермью по тектоническому контакту. Пермские образования сложены сланцами, песчаниками, конгломератами и маломощными известняками (270 м). Возраст пород определен по находкам фораминифер и кораллов.

**Зона Сангун**<sup>1</sup> протягивается от г. Факуока до г. Майзуру. Она сложена метаморфическими породами Сангун и неметаморфическими породами палеозоя. В северо-восточной части зоны выделяется зона Майзуру. Метаморфические породы представлены кристаллическими сланцами, образовавшимися по кластическим и вулканическим породам основного состава средне-позднепалеозойского возраста. Время метаморфизма приходится на пермь—ранний триас. Породы метаморфизованы в пренит-пумпеллиновой, пумпеллинт-актинолитовой и эпидот-глаукофановой фации [Komatsu et al., 1977]. Содержат глаукофан, лавсонит, жадеит. Местами под воздействием молодых гранитоидов степень метаморфизма повышается до эпидот-амфиболитовой фации. Неметаморфические породы зоны Сангун сложены известняками с фауной фораминифер, кораллов, брахиопод и конодонтов (470 м), которые надвигами отделяются от кремней, туфов того же возраста. В северной части зоны Сангун пермские образования представлены в известняковых фациях (800 м), а также песчаниками, конгломератами, кремнями и аспидными сланцами. В южной части зоны развиты ниже-верхнепермские песчаники и эффузивные породы основного состава.

**Структурная зона Майзуру** расположена вдоль южной границы зоны Сангун и находится между метаморфитами последнего и образованиями зоны Тамба. Зона маркируется выходами комплекса Якуно, состоящего [Ishiwatari, 1978] из дунитов, пироксенитов, габбро и базальтов (рис. 34). Кроме того, здесь известны метагаббро, диориты и диабазы [Komatsu et al., 1977]. Все основные и ультраосновные породы, а также базальты рассматриваются как офиолитовый пояс. Практически все горные породы комплекса Якуно имеют катакластические текстуры. Радиометрический возраст лежит в интервале 330—320 млн. лет и является явно омоложенным. В зоне Сангун (район Ногато) известны выходы серпентинитового меланжа с глыбами биотит-кварцевых диоритов, гранат-мусковитовых гранодиоритов, амфиболитов и гранито-гнейсов. Возраст гранитоидов 373—424 млн. лет [Shibata, 1979].

Триасовые отложения широко распространены на территории зоны Тюгоку, примерно совпадающей по площади с зоной Сангун. В восточной его части они представлены группой Нарива. Нижняя часть группы сложена конгломератами, песчаниками и сланцами. Мощность превышает 750 м. Средняя часть группы представлена песчаниками и глинистыми сланцами. Имеются прослои углей. Мощность более 500 м. Наконец, в верхней части группы развиты разноразмерные песчаники и глинистые образования. Нижняя и средняя часть группы Нарива охарактеризована флорой, верхняя — морской фауной брахиопод, иглокожих, цефалопод и монотисов. Возраст — норийский век.

В западной части зоны Тюгоку триасовые образования представлены группами Ацу и Минэ. Первая сложена мелководными песчаниками, конгломератами, известковистыми песчаниками (200 м). Вторая — песчаниками, грубообломочными породами с прослоями углей (3000—5000 м). Возраст группы Ацу — ладинский — раннекарнийский, группы Минэ — карний — ранний норий.

В **зоне Майзуру** триасовые образования представлены группой Якуно и группой Набаз. Первая из них сложена песчаниками, конгломератами дельтово-фангломератового типа, причем наиболее грубые разности пород приурочены к северо-западным частям зоны. Низы группы охарактеризованы фауной пелеципод, брахиопод, гастропод, верхи — аммоноидеями. Группа Набаз представлена глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами с маломощными прослоями каменного угля. Мощность достигает 800 м.

**Зона Тамба** сложена геосинклинальными породами верхнего палеозоя (пермь) и триаса — юры. Они представлены [Shimizu et al., 1978] сланцами,

<sup>1</sup> Пояс — по терминологии японских геологов. Здесь и далее, согласно советской номенклатуре, пояс заменен на зону.



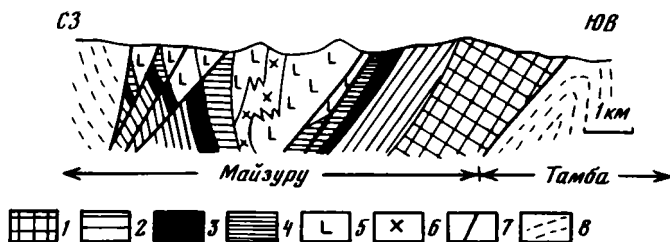


Рис. 34. Геологический профиль через офиолиты Якуно (Ishiwatari, 1978)

1 — гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — пироксениты; 4 — габбро; 5 — базальты; 6 — кварцевые диориты; 7 — разломы; 8 — отложения зоны Тамба

песчаниками, конгломератами, кремнями, порфиритами и пиллоу-лавами. Кроме того, здесь известны среднекаменноугольные—верхнепермские известняки. Терригенные породы плохо сортированы, часто имеют градационную слоистость. По составу они приближаются к грауваккам. В гальках конгломератов обнаружены дациты, риолиты, туфы, песчаники, кремни, аргиллиты, граниты, ортокварциты и сланцы. Образования охарактеризованы фауной конодонтов [Tamba Belt..., 1979a, б, 1980], радиоляриями [Yao et al., 1980; Isozaki, Matsuda, 1980] и фузулинидами.

В районе г. Киото группа Тамба представлена четырьмя формациями, слагающими антиформную складку [Isozaki, Matsuda, 1980]. Ранее на основании находок фузулинид в известняках они относились к позднекаменноугольному—пермскому времени. Позже в этих отложениях были обнаружены верхнетриасовые конодонты и радиолярии юрского облика. Общая мощность группы Тамба около 3000 м. Наиболее нижним образованием является толща<sup>1</sup> Такао (800 м), сложенная аргиллитами с незначительным количеством кремней, диабазов, порфиритов и песчаников. Темно-серые кремни (1—10 см) переслаиваются с кремнистыми аргиллитами (1—2 мм). Здесь обнаружены верхнекарнийские—средненорийские конодонты. Выше залегает толща Сайхон (1000 м). Она сложена аргиллитами с линзами и тонкими прослоями кремней и песчаников. Присутствуют прослои пиллоу-лав и гналокластитов, а также конгломератов. Последние содержат глыбы (0,3—5 м) кремней, песчаников, аргиллитов и лав. Толща Ямамото (500—1200 м) согласно залегает на вышеописанных подразделениях и состоит в основном из песчаников с прослоями ленточных кремней (150 м) и аргиллитов. Здесь обнаружены остатки конодонтов. Наиболее верхней толщей является Оиносаки (более 500 м), сложенная аргиллитами с линзами и тонкими прослоями кремней и лав. В последних встречаются линзы (глыбы? — А.М.) известняков с фауной фузулинид и кораллов карбон-пермского возраста. На основании этого обе верхние толщи относятся к каменноугольному—пермскому возрасту. Авторы работы считают, что формирование комплекса произошло в результате дезинтеграции пластов, которые затем были перемещены и(или) тектонически надвинуты.

Район Инуяма расположен в южной части зоны Мино [Yao et al., 1980]. Здесь мезозойские образования состоят из кремней, песчаников и аргиллитов, образующих большую антиформную складку. Кремнистые породы образуют четыре прослоя и представляют собой ритмичное переслаивание кремней и кремнистых аргиллитов (мощность каждого прослоя 2—5 см). В этих пачках имеется незначительная внутриформационная складчатость. Аргиллиты состоят из зеленых силицитов и некремнистых разностей. Редко содержат марганцесодержащие карбонаты и прослои песчаников. Изучение комплексов конодонтов и радиолярий показало сложное строение этих образований. Кремнистые пачки сложены

<sup>1</sup> В японской терминологии — формация.

среднетриасовыми—нижнеюрскими образованиями, причем часто повторение в "разрезе" пород одного и того же возраста (рис. 35). Так, в одной из пачек кремней средне-верхнетриасовые породы перекрываются среднетриасовыми—нижнеюрскими образованиями, выше которых, в свою очередь, находятся верхнетриасовые—нижнеюрские породы. Пачки аргиллитов, разделяющие пачки кремней, имеют средне-позднеюрский возраст. В некоторых из них отмечается сдвигание и даже страивание разреза. Японские геологи не дали объяснения этому феномену.

В районе Нишихара (юго-западная часть префектуры Шимане) триасовые образования представлены группой Каноаши [Tanaka, 1980] (рис. 36). Группа представляет собой микстит с аргиллитовым матриксом, в котором заключены олистолиты различных пород. Аргиллитовый матрикс интенсивно рассланцован и в нем заключены обломки и гигантские блоки песчаников, аргиллитов и кремней. Мощность последних достигает 100 м, протяженность 2 км. Кроме того, имеются известняки среднекаменноугольного и пермского возраста с фауной фузулинид и швагерин. Кремнистые породы представлены переслаиванием кремней и кремнистых аргиллитов. Они интенсивно складчатые. Здесь были найдены многочисленные конодонты скифско-поздненорийского возраста. К. Танака рассматривает эти образования как олистострому полигенетического происхождения, образованную при оползании пород в подводных условиях. При этом микститы были образованы после формирования норийских отложений. Они были дополнительно осложнены надвигами.

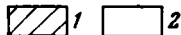
Зона Риоке состоит из метаморфических пород и гранитов. Метаморфические породы представлены богатыми слюдой сланцами и гнейсами, развитыми по верхнепалеозойским—нижнемезозойским породам — основным вулканитам, кремням, терригенным породам (аналоги зоны Тамба). Возраст метаморфизма — поздняя юра и (преимущественно) ранний мел. Граниты Риоке делятся на древние тоналиты, кварцевые диориты, порфиroidные граниты (265—110 млн. лет [Kagami, 1973]) и молодые гранитоиды (поздний мел). Южная граница проходит по Срединной тектонической линии.

Внутренняя зона юго-западной Японии подразделяется с севера на юг на следующие тектонические зоны.

Зона Самбагава сложена метаморфическими породами, представленными зеленокаменными, черными и кремнистыми кристаллическими сланцами, образованными за счет глинистых отложений, вулканитов различного состава, песчаников, кремней. Метаморфизм пород увеличивается при приближении к Срединной тектонической линии и связывается с передвижениями по этому надвигу. В метаморфических породах обнаружены глаукофан, лавсонит, жадеит, пумпеллит.

Зона Микабу расположена между зонами Самбагава и Титибу. Зеленокаменный пояс зоны [Iwasaki, 1979] состоит из тектонических чешуй, ограниченных надвигами. Он сложен пиллоу-лавами. Габброидные брекчии, образующие наиболее нижнюю пластину (южную), рассматриваются как олистострома. Олистострома сложена песчаниками с градационной слоистостью, в которых заключены блоки и валуны (до 100 м в диаметре) габбро. Предполагается, что подъем зеленокаменных пород и достижение ими уровня моря пришелся на конец палеозойского времени. Зона рассматривается как основание зон Самбагава и Титибу.

Приведенные нами данные по геологии Японских островов позволяют высказать предположение об их палеотектонических связях с Южным Приморьем (рис. 37). Наиболее уверенно находятся аналоги между Уссурийской тектонической подзоной Приморья и зоной Тамба—Мино в Японии. Они сходны по формационному выполнению, в частности по составу нижнемезозойских комплексов, представленных кремнями, эффузивами основного состава, терригенными породами. В составе сихотэ-алинского комплекса и группы Тамба распространены микститы, имеющие большое сходство не только по составу цемента, но и по составу глыб. Среди глыб мы можем видеть сходные по возрасту и составу палеозойские кремни, песчаники,



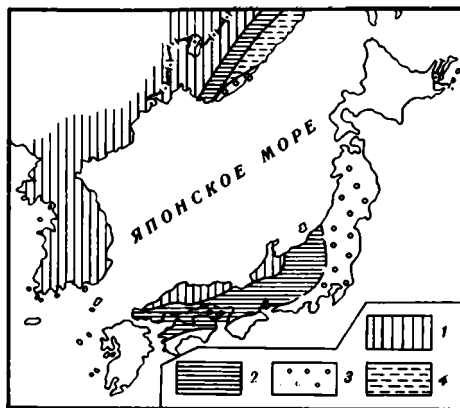
1 — кремни; 2 — алевролиты, аргиллиты

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — известняки; 5 — эффузивы; 6 — кремни;  
7 — микститы; 8 — разломы; 9 — элементы залегания

Важным, на наш взгляд, обстоятельством является и пространственное положение выделенной зоны. Севернее ее в Японии и западнее в Приморье располагалась синхронная ей структурно-фациальная зона, которая выделяется наличием докайнозойского основания, представленного в ряде случаев метаморфическими породами, и палеозойского основания, сложенного пермскими

Рис. 37. Схема сопоставления триасовых тектонических зон Приморья и Японии

1 — Тюгорку-Ханкайская зона; 2 — Тамба-Уссурийская зона; 3 — Внешняя зона; 4 — Восточно-Сихотэ-Алинская зона (аналог Тамба-Уссурийской?)



конгломератами и гранитоидами. Наибольшее сходство, однако, существовало в триасовое время, когда на территории востока Ханкайского массива и Арсеньевской зоны, а также в зоне Тюгоку накапливались толщи мелководных конгломератов и песчаников с углями. Близки по своему составу и флоры этих двух районов. Выделяемая древняя структурно-фациальная зона, тыловая по отношению к Тамба-Уссурийской, обозначена на схеме как Тюгоку-Ханкайская. Автором не исключается возможность того, что в пределах Японского моря остатки зоны можно обнаружить в пределах возвышенности Ямато.

На границе выделенных зон в послетриасовое время произошло становление аллохтонов ультраосновных пород и метагабброидов, а также сильно тектонизированного краевого пояса Хида. Этот факт свидетельствует о том, что и дальнейшее развитие нижнемезозойской коры происходило сходными путями.

Открытым остается вопрос об аналогах или гомологах Прибрежной зоны Приморья. Располагая неоднозначными данными, можно предположить, что ей в какой-то мере соответствуют районы зоны Абакума и Китаками. Эту предполагаемую палеозону можно назвать Внешней.

Выявленные палеотектонические связи Японских островов и Приморья в раннем мезозое, особенно в триасе, должны взаимно обогатить представление о геологии этих районов, помочь расшифровать не только последующие, но и предшествующие тектонические этапы. Но предварительно необходимо проанализировать палеогеографическую и палеотектоническую природу палеозон, что и будет сделано в следующей главе.

## ГЛАВА ШЕСТАЯ

### ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ В ПАЛЕОЗОЕ—РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

Характерной чертой геологического строения Южного Приморья является его тектоническая асимметрия, выраженная в различных структурных формах в восточной и западной его частях, а также в размещении геофизических полей и магматических образований. Особенно асимметрия подчеркивается наличием относительно крупных масс с континентальной корой дорифейского возраста на западе и сложно построенных комплексов различного возраста с проблематичным характером основания на востоке.

Каково же основание Сихотэ-Алиня? Ответ на этот вопрос не однозначен. Примечательно, что для аргументации существования древней океанической или континентальной коры в Сихотэ-Алине привлекаются одни и те же факты на протяжении многих лет, что указывает на слабость позиций сторонников как

одной, так и другой гипотезы. Используем для решения задачи данные по геологии Японских островов, во многом сходных по своему строению с Приморьем, что показано в главе пятой. Анализ данных по обоим регионам показывает, что к фундаменту подвижной области этой части Дальнего Востока относят два различных типа пород — либо лейкократовые, и тогда говорят о древнем кратоне, либо меланократовые, которые рассматриваются как остатки океанической коры. Фактический материал по геологии Японских островов показывает, что палеокора, на которой впоследствии происходило развитие приокеанической зоны, была сформирована к среднему палеозою. Для этого рубежа в пределах точности методов, используемых в настоящий момент в геологической практике, можно говорить, что примерно в одно время существовали два типа пород, о которых говорилось ранее, т.е. фундамент был гетерогенен.

В составе комплекса основания выделяются породы существенно лейкократового состава.

Метаморфические комплексы в гранулитовой фации метаморфизма известны на западе зоны Хида, где они сложены двупироксеновыми гнейсами, ортоклаз-корундовыми породами, кристаллическими сланцами. Эти породы охарактеризованы древними значениями абсолютного возраста. В частности [Geology and..., 1977; Kano, 1980], изохронным Rb—Sr-методом были получены значения в 400—500 млн. лет. На севере зоны по соотношению изотопов свинца ( $Pb^{207}/Pb^{206}$ ), по циркону, был получен еще более древний возраст — 1493 млн. лет. По сфен-циркону, из гнейсов Амо [Shibata, 1979] возраст достигает 764 млн. лет.

Западнее зоны Хиды в известково-щелочных базальтах и андезитах кайнозойского возраста (район Сан-ин и Сетоуши) обнаружены [Kano, 1980] ксенолиты гранитов и гнейсов, которые считаются реликтами докембрийского основания.

В северо-восточной Японии, в западной части гор Абукума, известны метаморфические породы верхов амфиболитовой — низов гранулитовой фации метаморфизма. Это гнейсы, амфиболиты, кристаллические известняки, окаймляющие гранитоиды Сасагава (палео-Ханава), возраст которых определен в 669 млн. лет на основании Rb—Sr-датировок [Kano, 1980]. Севернее, в массиве Китаками, обнажены граниты Хиками, представляющие собой комплекс гнейсовых биотит-кварцевых диоритов, биотитовых гранодиоритов, биотит-роговообманковых гранодиоритов с ксенолитами слюдистых сланцев и гнейсов [Okami, Murata, 1975]. Радиологические датировки противоречат геологическим данным. Досилурийский возраст гранитов Хиками доказывается налеганием на них базальных песчаников силура и находками блоков и обломков разгнейсованных гранитов в подводно-оползневых образованиях нижнего девона [Murata et al., 1974; Murata et al., 1975].

Отдельные радиологические датировки гранитов в юго-западной Японии [Radiometric Age..., 1975], полученные различными методами, указывают на наличие древних (докембрийских — нижнепалеозойских) пород. В частности, на западе о-ва Кюсю  $\alpha$ -Rb-методом по циркону получено значение 600 млн. лет. Rb—Sr-метод по биотиту в центральной части острова дал 433 млн. лет. Силурийский (412—419 млн. лет; Rb—Sr-методом по биотиту) и ордовикский (430 млн. лет; тот же метод) возрасты получены соответственно на востоке и западе о-ва Сикоку.

Как остатки фундамента рассматриваются гальки ортокварцитов в юрских конгломератах Сома—Накамура [Kano, 1980], радиологические определения возраста которых дают значения 518—533 млн. лет. Пелитовые, силлиманитовые и кварц-полевошпатовые гнейсы, граниты, сиениты были обнаружены в триасовых конгломератах Комиасо; их возраст 1500—1900 млн. лет [Shibata, Adachi, 1974; Adachi, 1976; Kano, 1980]. Радиологические датировки гнейсов из галек юрско-меловых конгломератов Тетори составляет 778 млн. лет.

Как уже говорилось, районы Ханкайского массива сложены комплексами мраморов, биотитовых, кордиерит-гранатовых гнейсов, кварцитов, амфиболитов и

кристаллических сланцев. Свинцовым методом биотиты из верхов разреза датируются значением 1517 млн. лет [Леликов и др., 1977], радиологические определения возраста по К—Аг считаются омоложенными и дают значения 450—830 млн. лет [Овчарек, Мишкин, 1965]. Однако и внутри Сихотэ-Алинской подвижной области имеются древние кристаллические породы. Это упомянутые уже метаморфические породы на юге Приморья, кристаллические сланцы и гнейсы, известные из ксенолитов в гранитах в районе бухты Ольга, а также на севере Сихотэ-Алиня, в пределах Анюйского выступа.

Приведенные данные определенно свидетельствуют о наличии древних комплексов лейкократового состава как на территории Японских островов, так и на территории Приморья. Вместе с тем этих данных недостаточно для выделения в рассматриваемых районах мощного кристаллического основания докембрийского возраста. Этому противоречат также многочисленные находки меланократовых пород.

В составе комплекса основания наряду с породами существенно лейкократового состава установлены породы существенно меланократового основания.

Во внутренней зоне юго-западной Японии, в зоне Негато, известны метаморфические породы Дай, сложенные амфиболитами, ортогнейсами и трондьемитами. Радиологические определения абсолютного возраста указывают на 424 (К—Аг-метод [Kano, 1980]), 410, 370—380 млн. лет [Murakami, Nichimura, 1979]. Эти породы слагают блоки в серпентинитах, и по своему составу амфиболиты относятся к толентовой серии, а трондьемиты к так называемым океаническим плагиигранитам.

В зоне Майзуру известны биотитовые гнейсы и амфиболиты с возрастом в 215—332 млн. лет [Igi et al., 1979], что противоречит геологическим данным, указывающим на более древний возраст. Здесь же известен комплекс Якуно, сложенный [Igi, 1973; Geology and.... 1977; Ischiwatari, 1978] тонкополосчатыми габбро, пироксеносодержащими габбро, роговообманковыми гнейсированными габбро, горнблендитами, гарцбургитами, дунитами, альбитофирами, гранофирами, дайковым комплексом, адамелитами, тоналитами, трондьемитами и гранитами. Все породы сильно тектонизированы, и не исключается их аллохтонное залегание. Комплекс Якуно подстилается тектонизированными серпентинитами с родингитами [Igi, 1973], которые, судя по описанию, являются серпентинитовым меланжем.

На западе о-ва Ксюю обнажены амфиболиты с возрастом 580 млн. лет [Kano, 1980], которые включены в комплекс Номо, сложенный метагаббровыми породами с возрастом 450—470 млн. лет.

Ксенолиты ультраосновных пород считающихся древними, известны в районе Сан-ин и Сетоуши из кайнозойских щелочных базальтов [Kano, 1980].

В серпентинитовом меланже Куросегава [Matsuura, 1981] в блоках присутствуют альбит-эпидотовые амфиболиты, пелитовые сланцы с возрастом от 317 до 327 млн. лет (К—Аг-метод), винчитовые зеленокаменные породы, жадеит-глаукофановые сланцы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гранат-клинопироксеновые амфиболиты с возрастом в 409 млн. лет, биотитовые гнейсы. Известны находки барроизитовых сланцев с возрастaми от 405 до 440 млн. лет [Nakajima, Matsuura, 1978]. По мнению Т. Кано [Kano, 1980], эти породы являются остатками досилурийского фундамента.

Метаморфические породы, представленные амфиболитовыми, биотитовыми и кварцевыми сланцами, известны в восточной части гор Абукума [Kano, 1980]. На п-ове Хомо (северо-запад о-ва Ксюю) обнажены метагаббро с возрастом 449—472 млн. лет (К—Аг-метод [Igi et al., 1979]). Это сложно построенный комплекс роговообманковых габбро, горнблендитов, трондьемитов, диоритов с небольшим количеством гнейсов. Из амфиболитов были получены значения абсолютного возраста 580—583 млн. лет.

На территории Южного Приморья, как говорилось выше, к меланократовому

фундаменту относятся сложно построенные комплексы амфиболизированных, катаклазированных габбро и ультраосновных пород Сергеевской подзоны.

Приведенные выше данные определенно свидетельствуют о том, что палеокора, на которой происходило развитие подвижных поясов Сихотэ-Алиня и Японии, имела сложный вещественный состав и внутреннее строение. При этом имеется большое количество фактов для Сихотэ-Алиня, подтверждающих ее неконтигентальную природу. Во-первых, наличие значительных по своим размерам массивов ультраосновных пород и габброидов, имеющих заведомо допозднепермский возраст. По существу, это наиболее древние породы, которые подстилаются в ряде случаев серпентинитовым меланжем и находятся в аллохтонном залегании. Во-вторых, все осадки палеозойского и раннемезозойского возраста, представленные в морских фациях, характеризуются тем, что среди них преобладают терригенные породы и кремнистые образования. Значительное место принадлежит вулканическим породам основного состава. В-третьих, в пользу неконтигентальной природы субстрата Сихотэ-Алиня свидетельствуют находки галек ультраосновных пород [Денисова, 1977] в конгломератах кембрийского возраста. Важным аргументом являются также палеогеографические и палеотектонические реконструкции, позволяющие констатировать резко различный характер тектонической истории западных и восточных районов Южного Приморья.

Вместе с тем, учитывая данные и по геологии Японских островов, можно говорить о том, что в регионе океаническая кора в классическом виде отсутствовала. По крайней мере, нет данных о существовании здесь типичных древних офиолитовых комплексов. Эти факты говорят о сложной истории основания Сихотэ-Алиня, а также юго-западной Японии, о его неоднородном вещественном составе. Видимо, гетерогенное основание, о котором идет речь, представляло собой обширные районы распространения метагаббровых, амфиболитовых комплексов с некоторым количеством ультраосновных пород и меньшие по площади участки коры лейкократового состава. При этом последние оказывали значительное влияние на последующую палеогеографию и палеотектонику региона (например, массив Абукума, возможно, Прибрежная зона). Происхождение такого типа океанического основания нуждается, несомненно, в специальных исследованиях.

Приступая к рассмотрению истории тектонического развития, оговоримся, что при палеогеографических и палеотектонических построениях, приводимых ниже, не будут учитываться горизонтальные перемещения, поскольку имеющиеся пока данные не позволяют этого сделать. При палеореконструкциях автор постоянно будет обращаться к геологическому строению Японских островов, без чего картина была бы менее ясной.

#### КЕМБРИЙСКОЕ ВРЕМЯ

В кембрийское время на территории Ханкайского массива существовал прогиб, заложенный еще в рифее на древней континентальной коре. Многокилометровые толщи карбонатно-терригенного состава свидетельствуют об интенсивном прогибании этого участка земной коры в позднем докембрии—кембрии. Отложение кембрийских толщ происходило в мелководных условиях, что доказывается широким развитием карбонатов с обильной фауной трилобитов, археоциат, брахиопод, губок, а также наличием сине-зеленых водорослей. Последние развиваются на участках морского дна, глубина которых не превышает глубины проникновения солнечного света. В современных прозрачных тропических водах она составляет 156 м [Геккел, 1974]. На мелководность бассейна седиментации указывают также битуминозность пород, наличие ангидритов и осадочных

фосфоритов. На территории КНДР [Геология Кореи, 1964]<sup>1</sup> кембрийские отложения представлены осадками платформенного типа — алевролитами, песчаниками, фосфатными и горючими сланцами, известняками. На севере Корейского полуострова, а также на северо-востоке Китая [Ханн, 1979] существовала суша. Восточнее располагалась область с океанической или субокеанической корой. Эти данные позволяют предполагать, что уже с начала фанерозоя, а возможно, и с рифея современная территория Приморья развивалась в пределах приокеанической зоны, что подтверждает представление о древности впадины Тихого океана [Пушаровский, 1972]. Общий характер зоны перехода напоминал атлантический тип континентальной окраины — сложно построенный миогеосинклинальный прогиб на границе континентальной и океанической коры, отвечающий по своей морфологии шельфу. Он развивался на древних кристаллических породах и прослеживается через западные районы Японского моря [Берсенев и др., 1979] на территорию Кореи, где его морфология определялась неравномерным развитием поднятий и прогибов. Правомерность сопоставления миогеосинклиналей с окраинами атлантического типа уже обосновывалась в литературе [Книппер, 1979].

### ОРДОВИКско-СИЛУРИЙское время

Резкие структурные перестройки произошли в ордовикско-силурийское время, что доказывается практически полным отсутствием отложений этого возраста на территории Приморья. В это время кембрийские отложения были смяты в напряженные складки и прорваны массивами гранитоидов [Изосов, 1981], произошли поднятие Корейского блока, заложение Западно-Приморской тектонической мегазоны, становление генеральных северо-восточных простираний в Приморье.

### ДЕВОНское время

В среднем (раннем ?) девоне резко дискордантно по отношению к древним структурам Ханкайского массива начали образовываться структуры вулканотектонического пояса. В это время в результате дифференцированных движений блоков кристаллического основания сначала в морских, а затем и в континентальных условиях [Изосов, 1981] происходило отложение терригенно-вулканогенных образований, что совпало с активизацией вулканизма и на Японских островах [Geology and mineral..., 1977; Геологическое развитие..., 1968]. Здесь, на юге гор Китаками, в раннем девоне шло формирование толщ кератофиров, кварцевых порфиров и их туфов, андезитов и дацитов, среди которых в подчиненном количестве присутствуют глинистые сланцы и известняки с кораллами. В разрезе среднего девона количество продуктов вулканических извержений достигает 80%. Толщу пород слагают шальштейны, кислые туфы, песчаники с трилобитами и брахиоподами, базальтовые туфы и туфобреккии. Верхний девон представлен глинистыми сланцами с отдельными прослоями базальтов. Южнее в горах Абукума синхронные отложения представлены глинистыми сланцами с подчиненным количеством туфов основного и андезитового состава. В отложениях обнаружены брахиоподы и остатки растений. Эти данные свидетельствуют об усилении в девоне тектонической активности обширного региона приокеанической зоны, завершившейся в Приморье внедрением небольших тел гранитоидов [Изосов, 1981], а затем и формированием в конце среднего девона красноцветной молассы. Процессы горообразования охватили Ханкайскую тектоническую мегазону, Дунайскую подзону, а также территорию современного Корейского полуострова, на котором отложения девона не известны. Они завершились к началу каменноугольного периода, во время которого на востоке и западе Приморья господствовали существенно разные условия.

<sup>1</sup>Здесь и далее все данные по геологии Кореи заимствованы из этого литературного источника.



## КАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ

В Сихотэ-Алинской мегазоне в течение всего карбона, а также в низах перми шло образование карбонатных и кремнистых толщ, остатки которых встречаются в виде олистолитов или олистоплак в образованиях сихотэ-алинского комплекса, а также в триасе в Прибрежной зоне. Это наиболее древние породы Сихотэ-Алиния, возраст которых доказывается многочисленными остатками фораминифер. Считается, что образование карбонатных пород связано с рифовыми постройками [Киреева и др., 1976]. Согласно этим авторам, известняки в Прибрежной зоне представлены водорослевыми, сгустково-водорослевыми, фораминиферово-водорослевыми, фораминиферовыми и некоторыми другими разностями. Известняки часто имеют обломочную текстуру, в них встречаются оолиты и отдельные прослои кремнистых пород. Сингенетичность карбонатов (гора Зарод) и кремней, по данным В.С. Руденко, в ряде случаев доказано находками микрофауны (радиолярии и фораминиферы). Из вышесказанного следует, что с каменноугольного времени и вплоть до верхов нижней перми на территории Сихотэ-Алинской мегазоны существовал морской бассейн, западное которого располагалась суша. В пределах последней происходило формирование маломощных туфоконгломератов. Дно бассейна, видимо, представляло собой сложно построенные подводные плато с океанической корой, глубины которых можно восстановить по оолитам и органическим остаткам. Первые, например, являются характерным индикатором мелководного генезиса карбонатных отложений и образуются в современных океанах в условиях активной гидродинамики. Кроме того, здесь встречаются осадки со значительным количеством фораминифер, а также птеропод, брахиопод, игл морских ежей и кораллово-водорослевого детрита (птероподово-фораминиферовые осадки). Вполне вероятно, что карбонатные и карбонатно-кремнистые толщи отлагались в виде прерывистого чехла, перекрывающего океаническое основание в условиях расчлененного рельефа, глубины которого измерялись первыми десятками метров. Гипотетическое плато продолжалось во внутреннюю зону юго-западной Японии [Геологическое развитие..., 1968; Adachi, 1975; Geology and mineral..., 1977], где известны карбонатно-терригенные толщи с преобладанием известняков, в низах которых имеются вулканиты основного состава.

По фораминиферам [Соснина, Никитина, 1977] эти породы хорошо сопоставляются с отложениями Приморья, для них характерны остатки кораллов, брахиопод и присутствие оолитов. Здесь же известны вулканиты базальтового состава. Во внешней зоне юго-западной Японии, а также на п-ове Осима (о-в Хоккайдо) отлагались [Ogawa, 1978] кремни, основные вулканиты, сланцы, аргиллиты с редкими прослоями известняков. Таким образом, восточнее континентального массива (п-ов Корея, Ханкайский массив) располагалась "зона перехода", представлявшая собой обширные подводные плато, на которых шло формирование карбонатных и кремнистых осадков. Восточнее отлагались кремни, аргиллиты и изливались вулканиты основного состава. Видимо, это была уже собственно океаническая область. Глубины плато располагались выше линии карбонатной компенсации палеозойского времени и достигали местами первых десятков метров. Окраина являлась пассивной, тектонический режим которой определялся колебательными движениями. Она существовала до верхов ранней перми, до момента заложения краевого вулканического пояса.

## ПЕРМСКОЕ ВРЕМЯ

Вулканический пояс расположился (рис. 38) на границе Ханкайской и Сихотэ-Алинский мегазон — на стыке континентальной и океанической коры. Он имел субмеридиональные и северо-восточные простираия, унаследованные от аналогичной, но меньшей по размеру структуры среднедевонского времени. Здесь накапливались мощные (до 4000 м) толщи эффузивов среднего (до 60%

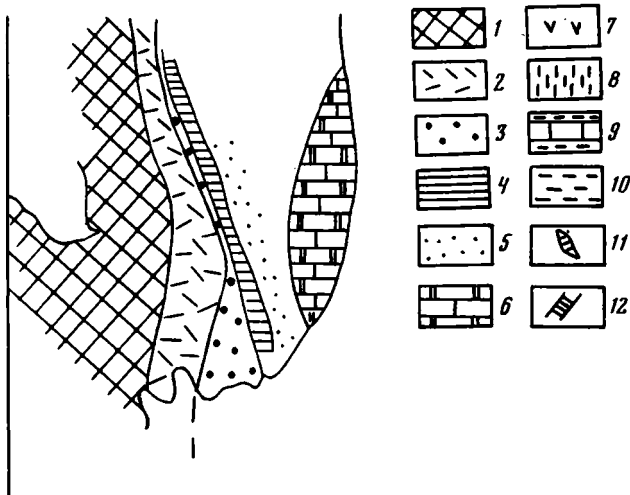


Рис. 38. Палеогеографическая схема Приморья в пермское время (горизонтальные движения не учтены)

1 — суша; 2 — вулканы наземного и прибрежно-морского генезиса (вулcano-тектонический пояс); 3 — терригенное осадконакопление, в ряде мест рифы (шельф); 4 — терригенное, реже кремнистое накопление (континентальный склон); 5 — терригенное, относительно мелководное осадконакопление; 6 — кремнисто-карбонатное накопление (мелководные банки с относительно глубоководными областями); 7 — основные вулканы с глыбами палеозойских известняков; 8 — терригенные и подводно-оползневые образования (континентальный склон); 9 — карбонатные, кремнистые и терригенные отложения (относительно мелководные области); 10 — терригенное, относительно мелководное осадконакопление; 11 — сложно построенный рельеф дна; 12 — внедрение щелочных ультраосновных пород

разреза [Федчин, Мишин, 1979]) и кислого состава (липариты). Формирование вулканитов происходило в наземных и прибрежно-морских условиях [Тащи, 1979]. Кроме вулканитов, откладывались песчаники, алевролиты с остатками флоры и прослоями каменного угля. С.М. Тащи [1979] отмечает, что для п-ова Муравьева-Амурского было характерно преобладание туфов над лавами. Имелись подводные оползни, вплоть до гигантских брекчий. Для некоторых частей вулканического пояса реконструируются условия вулканических островов. По простиранию и во времени разрез и структура пояса изменялись, хотя основная часть его была заложена на дорифейской коре и находилась в континентальных условиях. Для Арсеньевской зоны отмечается сокращение мощности разрезов с востока на запад (от 9000 до 1000 м [Недашковский и др., 1971]). Восточнее пояса шло формирование терригенных пород ариадненской свиты. Они представляют собой мощную толщу [Геология СССР, 1969] алевролитов, песчаников, кремнистых пород со следами подводного перемещения материала. Образование пород ариадненской свиты происходило в условиях континентального склона. В Прибрежной зоне установлены излияния спилитов, порфиритов, а также образование кремнистых пород.

Более определенно можно реконструировать континентальную окраину для позднепермского времени. В Ханкайской тектонической мегазоне продолжалось формирование вулканического пояса, для которого были характерны эффузивы кислого (до 75% разреза [Федчин, Мишин, 1979]) и среднего состава. Восточнее шло образование песчаников, алевролитов, конгломератов, туфов с массивами рифовых известняков. Здесь, на юге Приморья, были реконструированы [Тащи, 1974] отложения склонов и конусов выноса русел горных и равнинных рек, пойменные условия, торфяные болота. Были выделены лагунные и дельтовые осадки, отложения подвижного и малоподвижного мелководья, зоны волнения прибрежной части моря, рифов, подводных оползней и некоторые другие.



Рис. 39. Схематическая палеогеографическая карта Японии в позднепермское—раннеюрское время [Kimura et al., 1975]

1—5 — синорогенные отложения: 1 — верхняя пермь, 2 — верхнепермские дельтовые фации, 3 — нижний триас, 4 — верхнетриасовая дельта, 5 — нижняя юра; 6 — триасовые кремнистые фации; 7 — нижнетриасовая группа Инан; 8 — верхнетриасовый шельф; 9 — нижнетриасовый шельф. Районы: 1 — Ивакуни; 2 — Инуяма; 3 — Итцукайши; 4 — Киото; 5 — р. Куромата; 6 — Кизо; 7 — Куротаки; 8 — Кузу; 9 — Многатами; 10 — Мизукоши; 11 — Нарива; 12 — Нишихара; 13 — Обама; 14 — Шиннозава; 15 — Торнаши; 16 — Тсугава; 17 — Йошино; 18 — Йошива

Отложения охарактеризованы фузулинидами, мшанками, брахиоподами и остатками флоры [Бурого и др., 1974]. Восточнее формировались существенно иные осадки: ленточные кремни (глыбы и олистоплаки в сихотэ-алинском комплексе — вангоуская серия и черносланцевая толща) и слюдястые песчаники, которые отлагались на размытой поверхности габброидов [Геология СССР, 1969; Мельников, Голозубов, 1980]. Восточнее продолжалось отложение карбонатных и кремнистых образований.

Формирование пояса завершилось внедрением калиевых гранитоидов, что привело к образованию пермской континентальной коры на западе Сихотэ-Алинской мегазоны. Структуры зоны перехода пермского времени, видимо, протягивались в районы возвышенности Ямато [Kropotkin, 1978], на которой были драгированы граниты с возрастом около 200 млн. лет, метаморфизованные вулканиты и осадочные породы, сходные с отложениями вулканического пояса в районе г. Владивостока. Вдоль краевой части суши Хидэ [Kimura et al., 1975] были распространены турбидиты и подводные оползни. Недалеко от г. Майзуру известны дельтовые осадки. Вдоль островов Куросегава—Офунато (рис. 39) отлагались подводнооползневые образования и турбидиты. Здесь же известны конгломераты с гальками гранитов. На западе о-ва Кюсю в поздней перми, к северу от пояса Риоке формировались сланцы и песчаники с конгломератами. Японские геологи реконструируют для пермского времени краевое море, расположенное между сушей Хидэ и палеостровами Офунато, отделенное от приподнятых частей узкими трогами, существовавшими до триаса.

Таким образом, в течение пермского времени приокеаническая область Южного Приморья представляла собой активную континентальную окраину. Здесь в кальдерах и вулканотектонических депрессиях [Игнатьев, 1975] в континентальных и мелководно-морских условиях шло образование вулканогенно-осадочных пород. В западных частях пояса преобладали кислые вулканиты, в восточных — средние, при этом прослеживается последовательное смещение вулканизма во времени с запада на восток [Рыбалко и др., 1978]. Ширина пояса достигала 60 км, протяженность — 500 км. Восточнее пояса формировались грубообломочные подводно-оползневые и угленосные осадки, которые сменялись отложениями мелкого шельфа с рифовыми массивами. Восточнее шельфа отлагались терригенные и кремнистые породы в условиях континентального

склона. Еще восточнее существовали поднятия морского дна, на которых накапливались карбонатно-кремнистые осадки. Наличие пояса вулканитов среднего и кислого состава, наложенного на континентальную кору, напоминает современные зоны перехода андийского типа.

В конце пермского времени произошла складчатость, на что указывают угловое несогласие между нижним триасом и пермью в Приморье [Кипарисова, 1972] и в Японии [Kimura et al., 1975], наличие конгломератов [Геология СССР, 1969; Геологическое развитие..., 1968].

Активная континентальная окраина палеозойского времени, особенно континентальный склон, подверглась интенсивной деструкции в раннемезозойское время.

#### РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Нижнетриасовые отложения с базальными конгломератами в основании на территории Ханкайской мегазоны накапливались на размытой поверхности палеозойских пород. В Прибрежной зоне происходило накопление кварц-полевошпатовых песчаников, а также кремнистых брекчий. Мелководные условия осадконакопления триасовых пород в пределах Ханкайской мегазоны подтверждаются многочисленными находками фауны двусторок, лабиринтодонта [Шишкин, Лозовский, 1979]. В Уссурийской подзоне к нижнему триасу относят толщу алевролитов.

Нижний триас на Японских островах [Геологическое развитие..., 1968], в зоне Майзуру, представлен конгломератами и песчаниками. Мощность нижней части группы Якуно 400—600 м. Она охарактеризована пеллециподами, брахиоподами и гастроподами. В зоне Титибу [Ishida, 1979, 1981] отлагались маломощные известняки. Во внешней зоне северо-восточной Японии низы триаса (группа Инаи) залегают на верхней перми с параллельным несогласием, с конгломератами в основании. Остальная часть группы сложена мелководными песчаниками, чередующимися с алевролитами. Состав обломочного материала граниты, биотитовые трондьемиты, гранодиориты, габбро, перидотиты, амфиболиты и кислые породы (последние преобладают). Мощность около 3000 м.

Средний триас на п-ове Муравьева-Амурского представлен песчаниками и алевролитами. В верхах появляются углистые сланцы. Общая мощность достигает 1500 м. Резко иная обстановка намечается в более восточных районах, где, помимо упомянутых ниже-среднетриасовых алевролитов, в западной части Уссурийской подзоны стали формироваться толщи эффузивов верхов позднепермского (?) — условно среднетриасового возраста, представленные спилитами и базальтами с глыбами алевролитов, известняков, кремней и редко габброидов. Они отвечают по своему составу абиссальным толентам и сочетаются с кремнистыми породами и алевролитами. В среднем триасе шло образование вулканогенно-терригенно-кремнистых и кремнисто-терригенных толщ, количество вулканитов в которых менялось как в разрезе, так и по простиранию. Алевролиты нередко несут следы конседиментационных перемещений. В Прибрежной зоне происходило образование кремнистых пород. Таким образом, со среднетриасового времени, а возможно, с самых верхов перми, произошло резкое изменение условий осадконакопления и динамики приокеанической зоны. В разрезе отмечается резкое увеличение количества кремнистого материала и появляются вулканиты основного состава, которые протягиваются полосой северо-восточного простирания вдоль западного края Уссурийской подзоны (рис. 40). Они, видимо, трассируют крупную зону с повышенной проницаемостью земной коры и отражают начало растяжения литосферы региона. Отложения подобного облика имеются и на территории Японии, в зоне Тамба, в которой они считаются верхнепермскими на основании находок фузулинид в "линзах" известняков. Однако опубликованный рисунок [Tamba Belt..., 1979, p. 140] свидетельствует скорее о залегании карбонатных пород в виде глыб.

Описанные вулканы, на наш взгляд, являются показателем деструкции, которая была вызвана растяжением литосферы в переходной зоне от континента к океану. При этом происходило взламывание палеозойского основания, обломки которого попадали в изливающиеся лавы. Подобные образования известны на Урале [Тектоническая расслоенность..., 1980], Памире [Швольман, 1980; Пашков, Швольман, 1969], севере Сахалина [Разницын, 1982]. Они повсюду рассматриваются как результат деструктивных процессов. Среднетриасовое растяжение хорошо коррелируется с тектонической фазой Сонним (Серин) в Корее, во время которой произошла значительная структурная перестройка, сопровождавшаяся складкообразованием, движением покровов и надвигов с амплитудами до 12 км.

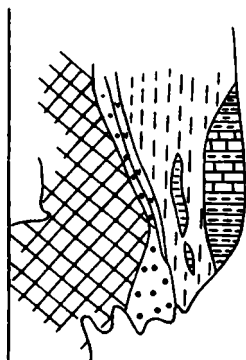


Рис. 40. Палеогеографическая схема Приморья в триасовое время  
условные обозначения см. на рис. 38

Палеогеографический анализ показывает, что в среднетриасовое время на территории Приморья существовал мелководный морской бассейн, западнее которого располагалась суша, покрытая растительностью. В регионах, прилегающих к Амурскому заливу, ладинские образования "являются типичными барровыми осадками приустьевых частей рек, где происходило формирование сложно переслаивающихся прибрежно-морских и прибрежно-континентальных угленосных отложений" [Бурый, Жарникова, 1980, с. 51]. По данным И.А. Добрускиной [1977], в ладинское время здесь были широко распространены хвощи, осмундовые папоротники, хвойные и цикадофиты близкие к японским. Восточнее располагались относительно глубоководные области, в которых шло образование вулканических толщ. Дно бассейна предположительно имело сложную морфологию, выраженную сочетанием трогов и поднятий, что было обусловлено процессами растяжения.

В поздне триасовое время (см. рис. 40) на территории Ханкайской тектонической мегазоны формировались терригенные толщ, сложенные песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами, углями с конгломератами в основании. Здесь обнаружены многочисленные отпечатки листовой флоры и фауна двусторонек. Эти образования были распространены на значительной площади, охватывая районы южного Приморья и Арсеньевской зоны. В последней карнийские образования с размывом и конгломератами в основании залегают на пермских отложениях [Кипарисова, 1972]. Они представлены в мелководноморских фациях. Верхнетриасовые породы, сходные с приморскими, известны в поясе Тюгоку на Японских островах. Это молассоподобные образования группы Нарива. Они сложены конгломератами, песчаниками, углистыми и глинистыми сланцами, угольными пластами с флорой. Имеются находки фауны. Считается, что "осадки бассейна Нарива начали отлагаться в озерных условиях в результате ритмичного опускания" [Геологическое развитие..., 1968, с. 204]. Западные известны мелководные, прибрежные и лагунные образования групп Ацу и Минэ.

В Корее верхнетриасовые — нижнеюрские образования ложатся с угловым несогласием на серию Пхенан (средний карбон—нижний триас). Во многих

районах они приурочены к узким грабенам и впадинам. Здесь обнаружена флора, "в целом сходная с флорой Южного Приморья СССР, а также с флорой формаций Минэ и Нарива в Японии" [Геология Кореи, 1964, с. 90]. По данным И.А. Добрускиной [1977], карнийская флора Приморья по сравнению с флорой Японии беднее по видовому составу всех групп растений, что связывается с более теплым климатом на территории Японских островов. По данным этого автора, в течение позднего триаса имелись колебания климатических условий. Так, верхнеладинский — нижнекарнийский климат сменился потеплением в позднем карнии, который в свою очередь, сменился более холодным в норийское время. Тем не менее связь флор Кореи, Ханкайской тектонической мегазоны и северной части юго-западной Японии позволяет предполагать единство этих территорий. Видимо, здесь существовала низменная суша с озерами, покрытая растительностью, которая сменялась торфяниками, лагунами, баррами. Эта прибрежно-морская полоса сменялась восточнее зоной шельфа, на котором шло формирование песчаников и других терригенных пород.

Восточнее шельфа с территории Приморья в Японию протягивалась зона, в которой шло отложение пород сихотэ-алинского комплекса. В бассейне р. Горной он представлен туфогенными и кремнистыми образованиями с прослоями основных вулканитов, линзами мраморов и силлами габбро. Южнее, в районе с. Кокшаровки, в карнийское — ранненорийское время отлагались мощные толщи ленточных кремней, порой не отличимых от аналогичных пород пермского или среднетриасового возраста.

Генезис этих толщ не совсем ясен. Известно, во-первых, что отложение огромного количества кремнезема происходило в условиях высокой биологической продуктивности, на что указывают многочисленные находки остатков радиолярий, образующих прослои радиоляритов, спикеры губок. По данным В.Н. Кондитерова и др. [1981], для кремней среднего триаса предполагается поступление материала в результате химического выветривания пород области питания. При этом показано, что это была низменная суша, на которой такой тип выветривания доминировал. Этому выводу не противоречит большое количество углефицированного детрита, хорошо видимого в кремнях. Во-вторых, при накоплении кремнистых образований происходило импульсивное поступление терригенного тонкозернистого материала, благодаря чему толща приобрела ритмичный характер. Ритмичность эта неравномерна. В одних случаях преобладают кремнистые прослои, в других — терригенные, которые иногда вообще отсутствуют. Отмечались выклинивания того или иного компонента по простиранию.

Промеры, проведенные в ладинских кремнях в районе с. Верхняя Бреевка совместно с В.С. Руденко, показали, что в пачке мощностью около 40 м в верхней ее трети мощность кремнистых аргиллитов изменяется от 3—14 до 5—22 см, прослои кремней имеют среднюю мощность 5 см. Ниже по разрезу кремнистые аргиллиты имеют уже постоянную мощность, составляющую 0,1—0,2 см, а мощность кремней варьирует от 3 до 10—15 см. Контакты кремнистых прослоев с кремнисто-глинистыми прослоями отчетливые, резкие. Как на территории Приморья, так и в Японии в кремнях имеются подводно-оползневые складки, в которые смяты как отдельные прослои, так и мощные пачки. При травлении кремней плавиковой кислотой довольно часто поступают "косослоистые" текстуры. Некоторые геологи считают, что образование подобных толщ происходило благодаря действию турбидитных потоков [Folk, McBride, 1978]. По мнению японских геологов [Iijima et al., 1978], кремнистые породы пояса Тамба формировались в условиях окраинного моря в прибрежных условиях и на мелководье со скоростью 27—34 мм/10<sup>3</sup> лет. В ряде мест кремнистые образования ассоциируют с песчаниками и черными алевролитами, с которыми образуют переслаивание с мощностями ритмов в метры (верховья Козьего Лога, с. Кокшаровка) или десятки метров (район с. Верхняя Бреевка). В окрестностях с. Самарки

верхнетриасовые кремни слагают относительно маломощные пласты в черных рассланцованных алевролитах, с которыми связаны постепенными переходами. Это можно видеть в районе с. Бреевки. Общая протяженность полосы кремне-накопления средне-позднетриасового возраста на территории Приморья около 200 км при средней ширине в 15—20 км.

В поздненорийское время кремненакопление постепенно сменяется терригенным типом осадконакопления, что, очевидно, связано с более активным размывом прилегающей континентальной области, с ее подъемом. Возраст толщи — поздненорийский—среднеюрский, на что указывают находки фауны монотисов и радиолярий, пелеципод. Этому возрасту не противоречат находки в гравелитах (бассейн р. Горной) обломков известняков с кораллами позднетриасового возраста [Елисеева и др., 1976].

Рассматриваемые толщи имеют сложное строение. Главная масса пород этого возраста сложена алевролитами, алевропелитами с прослоями эффузивов основного состава, их туфов, песчаников, гравелитов, линзами известняков. Для терригенных пород характерна "взмученная" текстура, выраженная присутствием множества обломков терригенного состава. В ряде мест отмечаются ритмичность и, редко, градационная слоистость, иногда резкое увеличение размерности материала. Характерной чертой является присутствие микститов с матриксом алевропелитового состава. В глыбах обнаружены песчаники, палеозойские известняки, эффузивы. Ленточные кремни слагают как мелкие хорошо окатанные обломки, так и крупные олистоплаки. Габброиды и гранитоиды обнаружены в районе с. Павловки [Мельников, Голозубов, 1980]. Здесь они включены в состав верхнемезозойских олистостромов, образование которых связывается со становлением габброидных аллохтонов. Эти отложения слабо охарактеризованы фауной, но практически не отличимы от нижнемезозойских отложений. Авторы указывают на находки песчаников валанжина и базальтоидов погской свиты. Не исключено, что именно эти отложения являются истинной олистостромой — показателем движения покровов.

Вместе с тем на остальной территории Западно-Сихотэ-Алинской зоны габброиды, метаморфические породы, отложения нижнего мела в глыбах не обнаружены и их образование обусловлено иными причинами. Обрывки пластов песчаников свидетельствуют о конседиментационном течении материала. Много данных о подобных процессах содержится в опубликованных работах Ю.Н. Размахнина [1961, 1963]. Подводно-оползневые дислокации распространены и в отложениях вангоуской серии, а также в породах пояса Тамба. Здесь основная масса микститов сложена темными и зеленоватыми аргиллитами, в которых заключены известняки палеозойского возраста, песчаники, алевролиты, огромные по протяженности пластины кремней. Для терригенных пород характерны градационная слоистость, прослои песчаников, пиллоу-лав.

Сходные черты литологии, близкий возраст отложений, идентичность фауны конодонтов и радиолярий позволяют утверждать, что в раннемезозойское время Уссурийская подзона Приморья, пояс Тамба-Мино и, возможно, вся территория до пояса Титибу палеогеографически представляла единое целое. В это время за бровкой щельфа формировались кремнисто-терригенные толщи со следами подводно-оползневых дислокаций, микститов, градационнослоистых толщ. На начальном этапе отлагались кремнистые породы, при этом в районе Инуяма под действием гравитационных сил происходило совмещение разновозрастных частей разреза. Подобные явления в Приморье не обнаружены, что, видимо, связано с недостаточной изученностью кремнистых пород, но возможность такого совмещения необходимо учитывать при проведении геологических работ. Далее консолидированные толщи пород, или их пакеты, при нарастании привноса терригенного материала постепенно перекрывались алевролитно-сланцевыми пачками, при этом из-за гравитационной неустойчивости осуществлялось сдвигание

одновозрастных образований (район Инуяма). В Тамба-Уссурийской зоне в процессе движения неконсолидированного осадка вовлекались уже консолидированные блоки кремней, песчаников и пр., а также породы фундамента, т.е. образовывались мощные подводно-оползневые аллохтонные массы. Помимо оползней, в зоне осуществлялись разгрузка турбидитных потоков и образование подводных конусов выноса. Подобная динамичная обстановка, естественно, не благоприятствовала накоплению остатков микрофауны, но не препятствовала развитию планктонных организмов. Гравитационная неустойчивость создавалась при перепадах высоты дна бассейна, что было следствием продолжающегося расширения. Основное прогибание осуществлялось на территории современной Уссурийской подзоны, восточнее которой находилось относительно более приподнятое пространство, но об этом ниже.

Сопоставим нашу модель с данными по континентальным окраинам современного океана. Крупномасштабное гравитационное оползание масс осадков установлено в ряде мест Атлантического океана. Размеры оползней, возникшего при землетрясении в районе Большой отмели, имели протяженность в 100 км при его мощности в 400 м [Рейнек, Сингх, 1981]. По данным этих же авторов, на континентальной окраине Бразилии общая глубина оползания достигает 2500 м с максимальной величиной горизонтального перемещения в 50 км. В Северной Атлантике [Embley, 1980] околонтурен оползень размером 10×100 км. Указывается, что 40% склона между подводными горами Новой Англии и Блейк-Багамским внешним валом занято осадками подводных лавин и подводных камнепадов. Крупные оползшие массы площадью до 260000 км<sup>2</sup> обнаружены на континентальном подножии и склоне в районе Кейптауна [Dingle, 1980]. Протяженность склонов с подобными отложениями достигает 300 и даже 700 км. Оползни сформировались в позднемеловой и неогеновый этапы. Амплитуда перемещения достигает 100 км. В районах континентального подножия также широко распространены отложения конусов выноса, представляющие собой "смешение несортированного песка и гальки, погруженных в глинистый матрикс, и напоминают тиллито-подобные отложения" [Рейнек, Сингх, 1981, с. 379]. В этих образованиях встречены глыбы и блоки коренных пород, разбитые на куски прослои алевролитов, отмечается течение материала вниз по склону. В пределах этих современных структур широко распространены отложения турбидитов [Геологические формации..., 1981]. Если принять наше предположение о существовании подобных отложений в раннемезозойское время, то становятся понятными затруднения, возникающие при составлении стратиграфических разрезов в Сихотэ-Алине.

Таким образом, на юге Дальнего Востока в раннем мезозое существовала континентальная окраина с четко выраженным шельфом, континентальным склоном и подножием, обособить которые друг от друга в настоящий момент не представляется возможным. Ее протяженность от севера Приморья до юго-западной Японии превышала 1000 км.

Рассмотрим строение триасовых образований в более восточных районах. В районе с. Архиповки залегают ритмичные алевролиты черного цвета, алевролиты с большим количеством органики, алевролиты с неокатанными зернами плагиоклаза и кварца, крупнообломочные алевриты. По данным Л.Д. Кипарисовой [1972], здесь обнаружены прослои алевролита ракушняка с монотисами, указывающими на норийский возраст, пятнистые песчаники и известняки. Мощность превышает 800 м. Севернее, в районе с. Павловки [Мельников, Голозубов, 1980], распространены алевролиты с монотисами норийского возраста с общей мощностью до 600 м. По данным В.Ф. Игнатьевой [1979], подобные отложения формировались в мелководной обстановке, в условиях активного гидродинамического режима. В Прибрежной зоне (все данные для этой зоны по Л.Д. Кипарисовой [1972]), в бассейне р. Высокогорской в позднем триасе отлагались песчаники, мелкогалечные конгломераты, изливались спилиты.



Происходило образование известняков с остатками двухстворчатых моллюсков, гастропод и морских ежей. Известны находки оолитов. В районе г. Дальнегорска отложения представлены песчаниками с горизонтами кремнистых сланцев, глинистыми сланцами, известняками с кораллами, губками строматопороидеями, водорослями, а также порфиритами.

В междуречье Зеркальной и Рудной формировались кремнистые брекчии, песчаники, известняки, иногда оолитовые, с фауной брахиопод, двухстворчатых моллюсков, известняковые брекчии. По данным А.И. Бугаго [1979], известняки слагают рифовые массивы, протяженность которых варьирует от 0,5 до 6 км при максимальной мощности от 200 до 1000 м. Часто в подошве рифов залегают спилиты, известковистые песчаники. Отмечается, что среди терригенных толщ в районе Кавалерова имеются глыбы известняков палеозойского возраста (средний карбон—поздняя пермь).

Располагая ограниченным материалом, трудно установить аналоги Прибрежной зоны Приморья на территории Японских островов. Вместе с тем немногочисленные факты указывают на некоторое сходство Прибрежной зоны Приморья с северо-восточной Японией и тихоокеанской стороной о-ва Хонсю. На севере гор Китаками триасовые образования сложены сланцами, кремнями, песчаниками и конгломератами. Имеются тонкие прослои (сантиметры) известняков с конодонтами позднего триаса [Yoshii, 1978]. Кроме того, триасовые кораллы в блоках известняков, находящихся в эффузивах мелового возраста, обнаружены на п-ове Кии [Yamato Omine..., 1976]. Протяженные тела известняков среднего и позднего триаса имеются на о-ве Кюсю [Murata, 1981]. Известняки ранне-среднетриасового возраста наблюдаются в поясе Титибу. В позднем триасе этого пояса имеются лишь линзы известняков в терригенных неритовых отложениях. Последнее обстоятельство сближает эту зону скорее с Уссурийской подзоной, нежели с Прибрежной. Так это или иначе, покажут дальнейшие работы. На данном этапе исследования очевидно, что континентальный склон был отделен от впадины Тихого океана зонами поднятий, на которых формировались рифогенные массивы с обильной фауной. На склонах поднятий, возможно, вулканического происхождения, отлагались терригенные, кремнистые породы, изливались спилиты, порфириты. На севере современного о-ва Хоккайдо отлагались триас-юрские толщи, состоящие из туфов диабазов, черных сланцев, кремней и известняков. Образование известняков происходило в мелководных условиях, что подтверждается находками оолитов, кораллами и водорослями [Ishisaki, 1979].

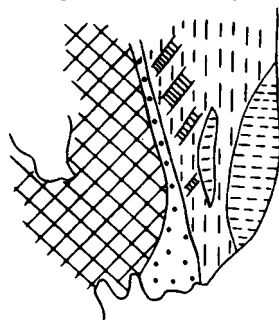
Отложения раннеюрского возраста в Ханкайской мегазоне [Геология СССР, 1969] представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами с углистыми остатками, которые с перерывом, но без углового несогласия надстраивают разрезы среднего триаса. Возраст доказываемся многочисленными находками фауны, а также флорой. Выше по разрезу появляются туфоконгломераты с фауной, а также туфопесчаники. В бассейнах рек Супутинки и Раковки имеются конгломераты и гравелиты мощностью до 180 м. В районе с. Извилилки [Сей, Калачева, 1980] верхнеплинских отложения сложены алевролитами с тонкой слоистостью и остатками аммонитов. В Прибрежной зоне к нижней юре относят толщу песчаников, алевролитов с невыдержанными горизонтами конгломератов в основании. Мощность до 450 м.

На территории Японии, в поясе Тюгоку, к нижней юре отнесены образования серии Тоёра (синемюр—тоар) [Геологическое строение..., 1968] с базальными конгломератами в основании, с фауной и растительными остатками. Считается, что они формировались в условиях глубокого залива. Мощность группы достигает 800 м. На северо-востоке пояса Мино нижняя половина юры сложена конгломератами, песчаниками и аргиллитами с аммонитами и растениями. Имеются прослои каменного угля. Эти отложения (группа Курума) также формировались

в глубоком морском заливе, при этом их мощность достигала 10000 м. В поясе Китаками нижняя юра представлена битуминозными аргиллитами с косой слоистостью и остатками фауны.

Среднеюрские отложения (рис. 41) на юге Приморья [Геология СССР, 1969] образованы песчаниками с растительным детритом, следами взмучивания. В некоторых районах отмечаются отдельные линзы и маломощные прослои каменного угля и туфов кислого состава. В Уссурийской подзоне, в среднем течении р. Журавлевки, к средней юре относят толщи песчаников, конгломератов и конгломерато-брекчий с иноцерамами. Сходные образования известны южнее (район с. Уборки). По западному краю этой же подзоны (от Арсеньевского разлома

Рис. 41. Палеогеографическая схема Приморья в ранне-среднеюрское время  
Условные обозначения см. на рис. 38



до верховьев крупных правых притоков р. Уссури и восточнее) формировались толщи сихотэ-алинского комплекса, описанные выше вместе с триасовыми образованиями. В районе с. Павловки начали изливаться лавы авгититов и откладываться туфы щелочных базальтоидов [Мельников, Голозубов, 1980]. Примерно в это же время начали формироваться Кокшаровский массив ультраосновных щелочных пород и многочисленные дайки пикритов, тешенитов и пр. Мощность базальтоидов погской свиты достигает 150 м. В ранне-среднеюрское время вдоль восточного края Уссурийской подзоны отлагались алевролиты, песчаники с линзами известняков окраинной свиты, максимальная мощность которой составляет 900 м, при этом с востока на запад она уменьшается почти в два раза. В Прибрежной зоне формировались кремни, песчаники и алевролиты горбушинской свиты мощностью до 2100 м. Для пород свиты характерны плохая окатанность обломочного материала, присутствие спилитов. По описанию отложения свиты сходны с кремнистыми образованиями и подводными вулканитами внешнего пояса Китаками [Геологическое развитие..., 1968], где их мощность достигает 2500 м. Возраст этих пород принимается как юрско-неокомский.

В позднеюрское время на территории южного Приморья отлагались песчаники с косой слоистостью, алевролиты с остатками растений и многочисленными остатками фауны и с конгломератами в основании. В Прибрежной зоне в позднеюрское — раннемеловое время формировались отложения эрдагуской свиты песчаников, алевролитов и терригенно-кремнистых пород. На Японских островах синхронные отложения известны в поясе Мино—Тамба и Хида. Это группа Кудзурю с конгломератами в основании (до 300 м). Она сложена песчаниками и алевролитами с фауной аммонитов, белемнитов и растительными остатками [Геологическое развитие..., 1968]. Мощность свиты до 1000 м, но в окраинной зоне, между поясами Хида и Мино, она превышает 3000 м. В некоторых районах этой зоны известны прослои кислых туфов и туффитов. Верхняя половина юры представлена в поясе Титибу группой Ториносу, которая образована песчаниками, аргиллитами и известняками, из которых известно около 230 видов ископаемой фауны, указывающей на мелководные условия образования. В поясе Симанто юрские — нижнемеловые отложения представлены песчаниками, аргиллитами с отдельными прослоями кремней, базальтов, диабазов и известняков. Последние образова-

лись в рифовых условиях. В горах Абукума и на юге гор Китаками обнажается группа Сома (средняя юра—нижний мел), сложенная известняками с обильной фауной, песчаниками и аргиллитами.

Таким образом, на территории Приморья и Японских островов в раннемезозойское время выделяются три крупные палеозоны: Тюгоку-Ханкайская, Тамба-Уссурийская и Внешняя. Первая из них соответствовала приподнятым над уровнем моря областям, а также шельфу. Здесь происходило отложение терригенных, часто грубообломочных пород с углями. Чередование в разрезе слоев с флорой и морской фауной свидетельствует о регулярном затоплении прибрежных областей. Тамба-Уссурийская зона соответствовала трогам, на склоне которого в условиях гравитационной неустойчивости пород накапливались терригенные породы (оползневые массы, турбидитовые потоки), а также кремни. При движении гравитационных масс происходило выпаживание пород фундамента, которые попадали в виде олистолитов в неконсолидированный осадок. С позднемюрского времени началось формирование трубок взрыва (Ариадненский массив [Щека, 1977]) и даек меймечит-пикритового комплекса. Внедрение этих пород может свидетельствовать о растяжении области с гранитно-метаморфическим слоем, образованным в пермское (?) время. Процессы растяжения сменились интенсивным сжатием, в ходе которого образовалась чешуйчато-надвиговая структура в породах континентального склона. Восточнее его располагалась Внешняя зона, которая соответствовала областям относительных поднятий, на которых отлагались карбонатные комплексы. В целом палеогеографическая обстановка отвечала краевому морю.

При формировании чешуйчатых структур можно предполагать наличие тектонического расслаивания литосферы Южного Приморья на разных уровнях. Доказательства реальности существования расслоенности уже приводились в литературе [Тектоническая расслоенность..., 1980]. В Сихотэ-Алине отмечаются пологие срывы внутри осадочного чехла раннемезозойского возраста. Амплитуды перемещений не превышают, видимо, 10—20 км. Судя по устойчивому наклону этих структур, запрокидыванию отдельных складок к юго-востоку, перемещения происходили с северо-запада. Формирование структур охватило довольно широкий промежуток времени. По данным Н.Г. Мельникова и В.В. Голозубова [1980], пластина габброидов перекрывает фаунистически охарактеризованные отложения валанжина. Чешуйчатые структуры сложены образованиями триасового, триас-юрского и среднеюрского возраста. С турон-раннесенонского времени [Берсенов, 1964] происходили движения с юго-востока на северо-запад, т.е. время образования структур приходится на позднюю юру—ранний мел. Известно, что на Дальнем Востоке имеются предверхнеюрское несогласие [Косыгин и др., 1976] и проявления нижнемеловой складчатости [Верещагин, 1956]. Видимо, становление структур приходится на этот интервал, что совпадает с первой фазой яньшанских движений [Ханн, 1979], причем ей предшествовала эпоха активизации тектонических процессов, в течение которой происходили процессы деструкции и образование гравитационных масс. Это время коррелируется с тектонической фазой Акиёси на Японских островах [Геологическое развитие..., 1968; Kimura et al., 1975].

В результате раннемезозойских—раннемеловых движений все породы Западно-Сихотэ-Алинской зоны подверглись сильной тектонизации. В ряде мест эффузивы были либо превращены в сланцы, либо в своеобразный меланж, образование которого связано с движением вулканогенных толщ, захватывающих блоки пород автохтона. Терригенные породы теряли черты подводно-оползневых отложений и преобразовывались в меланжи. Более прочные кремни сминались в складки, в них установлены тектоническое течение материала, сколовые и прочие деформации. В терригенных породах появлялись расланцевание, реже складкообразование и зоны милонитов. Происходило тектоническое окатывание олистолитов, на поверхности которых появлялась тектоническая штриховка. Иногда тер-

ригенные породы полностью теряли слоистость, и лишь небольшие фрагменты ее обтекаются зонами брекчий и милонитов.

Образование пологих срывов в чехле было следствием крупных перестроек в более глубоких горизонтах. Доказательством таких процессов служат аллохтоны габброидов и ультраосновных пород, которые присутствуют в резко подчиненном количестве. Видимо, это может свидетельствовать о пологом срыве на границе указанных пород с последующим выведением милонитизированных габброидов на поверхность. Процессы горизонтальной расслоенности захватили также породы Ханкайского массива. Деформации подобного рода, проявившиеся на огромной площади, обусловлены активизацией подлитосферных слоев региона. Возможно, что относительно более жесткий блок Ханкайского массива играл роль своеобразного бульдозера, даже незначительные перемещения которого вызвали необратимые деформации во фронтальной части зоны перехода. Процессы тектонического скупивания привели к новой перестройке структурного плана континентальной окраины, постепенно превратившейся в континентальную область, на которую был наложен вулканический пояс. Его становлению предшествовали тектонические подвижки (становление аллохтона Прибрежной зоны, образование надвигов с юго-восточными падениями в разных частях Приморья [Берсенев, 1964]). После формирования сдвигов началось массовое внедрение калиевых гранитоидов — показателя становления зрелой континентальной коры в Сихотэ-Алине. На кайнозойской стадии переходная зона подвергалась интенсивной деструкции с образованием впадины Японского моря.

Предлагаемая модель тектонического развития Приморья показывает, что эта территория на протяжении 400 млн. лет развивалась как приокеаническая зона с последовательным преобразованием гетерогенной коры в кору континентального типа. Вместе с тем первичная неоднородность земной коры региона, его асимметрия сохранилась, постоянно влияя на распределение формаций, палеогеографию, формирование структур района и в конечном итоге на размещение месторождений полезных ископаемых.

\* \* \*

В заключение остановимся на наиболее общих закономерностях развития приокеанической зоны Приморья, отраженных на серии палеотектонических профилей (рис. 42). Как видно из работы, начальные этапы развития характеризовались существованием в западных районах пассивной континентальной окраины (при этом происходило опускание кристаллического фундамента), одновременным накоплением мощных толщ осадочных пород (миogeосинклинальный прогиб). В ордовикско-силурийское время отложения были смяты в складки, а затем прорваны массивами гранитоидов. Эти процессы привели к перестройке структурного плана приокеанической зоны и изменению типа ее строения. В течение среднедевонского времени в условиях поднятия западной территории Приморья произошло формирование толщ наземных вулканитов кислого и среднего состава, внедрение небольших массивов гранитоидов и горообразование. В совокупности эти явления позволяют говорить о существовании здесь вулcano-тектонического пояса, заложеного на краю древнего континентального блока. В каменноугольное время в пределах блока с "субокеанической" корой фиксируются расчлененные подводные плато, где формировались карбонатные и кремнистые толщи. Подобные структурно-формационные образования широко распространены на востоке Азии. Пермский период был временем повторного образования вулcano-тектонического пояса, вытянутого вдоль окраины Ханкайского массива. Континентальная окраина напоминала современные соотношения в Андийской зоне. Восточнее вулканического пояса, в пределах склона к впадине с "океанической" корой, происходили крупные прогибания с накоплением многокилометрового комплекса терригенных пород. В конце перми произошли процессы горообразования, склад-

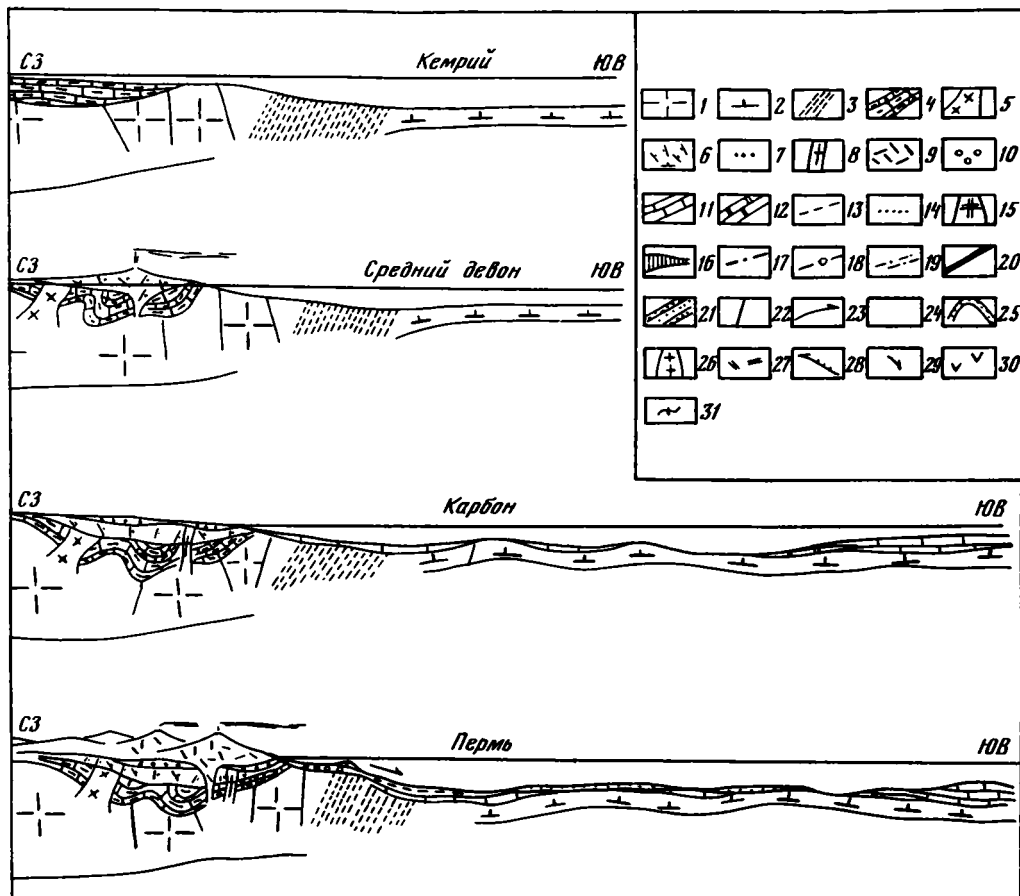
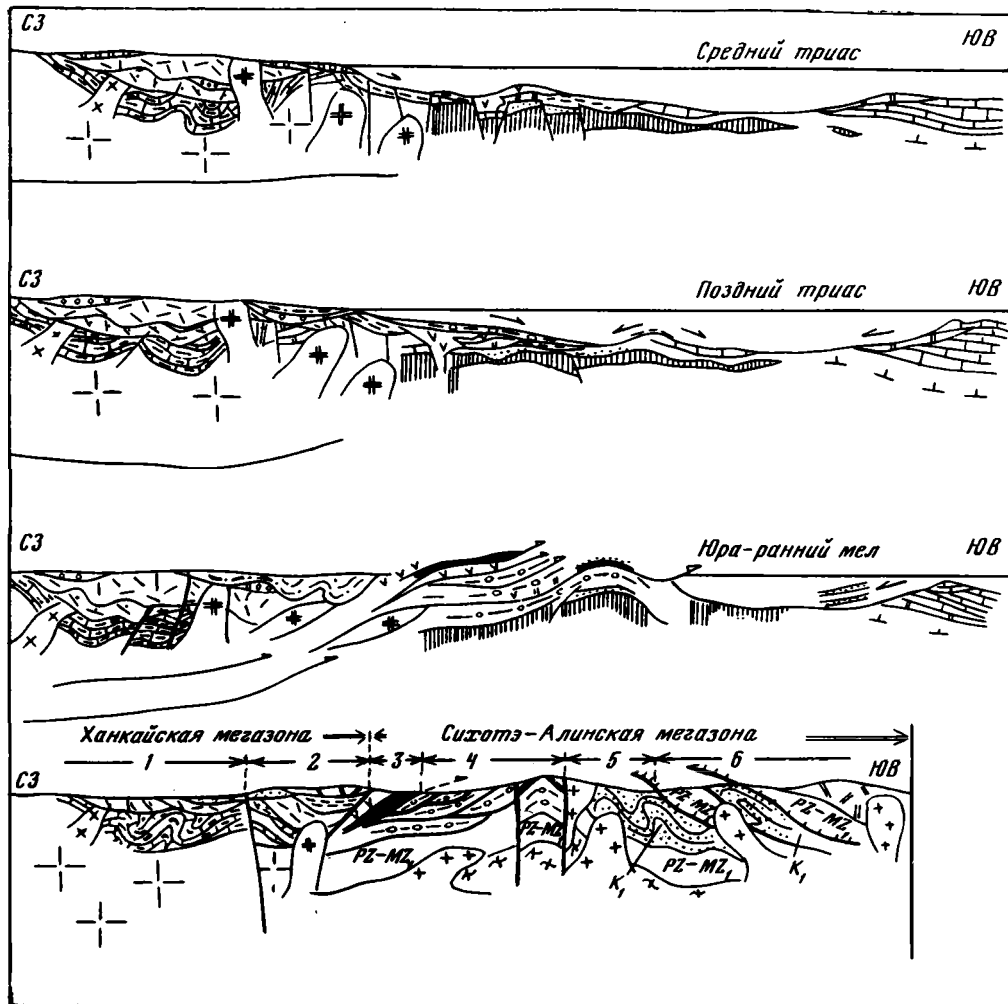


Рис. 42. Палеотектонические профили через Южное Приморье

1 — континентальная кора дорифейского возраста; 2 — океаническая кора; 3 — области выклинивания континентальной коры; 4 — карбонатно-терригенные толщи рифейско-кембрийского возраста; 5 — гранитоиды ордовикско-силурийского возраста; 6 — вулканиты среднедевонского возраста; 7 — красноцветные молассы среднедевонского возраста (люторгская свита); 8 — гранитоиды девонского возраста; 9 — вулканиты пермского возраста кислого и среднего состава; 10 — шельфовые отложения пермского возраста; 11 — карбонатные отложения; 12 — кремнистые отложения; 13 — терригенные отложения (алевролиты, песчаники пермского возраста, ариадненская свита); 14 — слюдяные песчаники позднепермского возраста; 15 — гранитоиды пермского возраста; 16 — первичный гранитно-метаморфический слой; 17 — терригенные отложения с каменными углями позднепермского возраста; 18 — образования сихотэ-алинского комплекса; 19 — смитые терригенные комплексы позднего палеозоя—раннего мезозоя Арсеньевской зоны; 20 — габброиды в аллохтонном залегании; 21 — флишевые отложения нижнего мела; 22 — разломы; 23 — надвиги позднеюрского—раннемелового возраста; 24 — палеозойские—нижнемеловые комплексы нерасчлененные; 25 — смитые нижнемеловые отложения; 26 — калиевые гранитоиды позднепермского возраста; 27 — эффузивы позднепермского возраста; 28 — надвиги турон-раннесеноновского возраста; 29 — направление сноса осадочного материала; 30 — эффузивы основного состава; 31 — преобразование океаническое основание. Цифры на профиле: 1 — Ханкайский массив; 2 — Арсеньевская зона; 3 — Сергеевская подзона; 4 — Уссурийская подзона; 5 — Восточно-Сихотэ-Алинская зона; 6 — Прибрежная зона с вулканическим поясом

частости и внедрения массивов калиевых гранитоидов. Таким образом, на западе Сихотэ-Алиня была сформирована континентальная кора. В восточных районах начал формироваться гранитно-метаморфический слой.

В раннем мезозое на территории Приморья произошла деструкция палеозойских структур. В результате было взломано основание бассейна в области выклинивания палеозойской континентальной коры и сформированы вулканогенные



и вулканогенно-терригенно-кремнистые отложения. В позднем триасе и юре в условиях относительно глубоводного трога образовались гравитационные микститы, кремнистые породы. Западнее них отлагались шельфовые осадки, а восточнее — карбонатные толщи, маркирующие внешнюю зону поднятий. В позднеюрское—раннемеловое время произошло тектоническое скупчивание, которое привело к формированию чешуйчато-надвиговых структур, тектонизации пород сихотэ-алинского комплекса и становлению аллохтонов габброидов. Как было показано предыдущими исследованиями [Тектоника континентальных..., 1980], зрелая континентальная кора в Сихотэ-Алине была сформирована в позднемеловое время.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований пересматриваются многие черты стратиграфии, тектоники и геологической истории Южного Сихотэ-Алиня.

1. Полученные палеонтологические данные свидетельствуют о том, что в пределах выделявшегося ранее Главного антиклинория Сихотэ-Алиня палеозойские отложения практически отсутствуют. В исследованных районах они слагают экзотические глыбы в нижнемезозойских образованиях и представлены в карбонатных либо кремнистых фациях. В низах разреза нижнего мезозоя преобладают эффузивные образования, возраст которых принят как самые верхи поздней перми — условно средний триас (толща основных эффузивов с глыбами известняков палеозойского возраста). Вверх по разрезу они постепенно сменяются вулканогенно-кремнистыми, вулканогенно-терригенно-кремнистыми толщами среднетриасового возраста. Эти образования надстраиваются существенно кремнистыми толщами карнийского—ранненорийского времени, которые в свою очередь постепенно сменяются верхненорийскими — среднеюрскими алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами (черносланцевая толща). Черносланцевая толща содержит в своем разрезе основную часть микститов, в олистолитах которых установлены известняки палеозойского возраста, кремни верхов нижней перми, кремнистые породы среднетриасового, ладинского, позднеладинского—раннекарнийского, позднекарнийского—ранненорийского возрастов. Кроме того, встречены алевролиты, песчаники и эффузивы основного состава неизвестного возраста. Толщи имеют следы течения неконсолидированного осадка, сильно тектонизированы и представляются автору как гравитационные аллохтонные подводно-оползневые массы. В верхах разреза начинают преобладать более грубообломочные терригенные отложения. Все упомянутые отложения рассматриваются как сихотэ-алинский комплекс раннемезозойского возраста, стратиграфическим аналогом которого являются образования вангоуской серии. В ней собраны конodontы верхов нижней перми, выделенные из олистолита. Эта находка исключает силурийско-раннедевонский возраст серии.

2. Породы сихотэ-алинского комплекса слагают тектонические покровы, а также чешуйчато-надвиговые структуры, наклоненные на северо-запад. Они перемещались с северо-запада на юго-восток и были образованы в позднеюрское—раннемеловое время во взаимосвязи с движением аллохтонов, сложенных габброидами допозднепермского возраста. Габброиды сопровождаются либо серпентинитовым меланжем, либо зонами метаморфизма пород сихотэ-алинского комплекса, являющимися зонами динамосланцев.

3. В связи с новыми стратиграфическими и тектоническими данными в работе по-новому рассматривается тектоническая зональность Южного Приморья. Наиболее крупные тектонические единицы предлагается выделять в качестве структурно-формационных мегазон (Ханкайский и Сихотэ-Алинский), которым подчинены различные тектонические зоны, расчленяющиеся в Сихотэ-Алине на более дробные единицы — подзоны. Мегазоны отражают тектоническую асимметрию Приморья, которая связана с развитием структур в области массива дорифей-

ской континентальной коры с одной стороны (Ханкайская мегазона) и океанической коры — с другой (Сихотэ-Алинская мегазона). Эта первичная неоднородность постоянно влияла на распределение формаций, структур и магматизма, а также палеогеографию Южного Приморья. Тектонические зоны и подзоны в своем большинстве представляют собой элементы, обособленные крупными зонами разрывов.

4. По геологическому строению регион Южного Сихотэ-Алия сходен с Японским. Наиболее уверенно эти районы сопоставляются для триасового времени, когда они представляли собой единую континентальную окраину с низменной сушей, шельфом (Тюоку-Ханкайская зона), континентальным склоном (Тамба-Уссурийская зона) и внешней зоной поднятий морского дна (Внешняя зона).

5. Приморье в палеозойское и раннемезозойское время представляло собой переходную зону от континента к океану. В ее тектоническом развитии можно выделить ряд крупных этапов: раннепалеозойский — время существования пассивной окраины, подобной атлантическому типу; ордовикско-силурийский — этап заложения основного структурного плана Сихотэ-Алия; девонский и пермский — время существования активной окраины, подобной андийскому типу; каменноугольный — типа окраинных океанических плато; раннемезозойский — господства мощных деструктивных процессов в области выклинивания сформированного ранее (поздний палеозой) гранитно-метаморфического слоя. В конце раннего—начале позднего мезозоя последний этап сменился процессами тектонического скупивания и тектонического расслаивания земной коры, ее субстрата. Зрелая континентальная кора в Сихотэ-Алине сформировалась лишь в конце мелового периода.

6. Наличие покровных и чешуйчато-надвиговых структур в Сихотэ-Алине необходимо учитывать при прогнозировании размещений месторождений полезных ископаемых. По существующим представлениям минерогенические зоны Приморья совпадают с границами структурно-формационных зон, которые рассматриваются как складчатые структуры, разделенные глубинными разломами [Геология СССР, 1974]. Считается, что важное рудоконтролирующее значение имеют зоны повышенной трещиноватости, которые представляются как отражение закономерно ориентированных расколов фундамента (северо-восточного, субширотного, северо-западного и меридионального простираний). Но поскольку в строении Приморья большое значение имеют покровные и чешуйчато-надвиговые структуры, встает вопрос о необходимости корректировки существующих металлогенических схем. Известные случаи (месторождение Верхнее Дальнегорского рудного поля и др.) приуроченности рудных тел к плоскости надвига ставят вопрос о рудоконтролирующей роли этих структур, что, возможно, позволит подойти к проблеме прогноза глубинных месторождений полезных ископаемых с новых позиций.

Наличие покровных и чешуйчато-надвиговых структур, а также новые данные по стратиграфии Западно-Сихотэ-Алинской зоны должны учитываться при проведении дальнейших геолого-съемочных работ.



## ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А.Г., Беляева Г.В., Симаков К.В.** Третье стратиграфическое совещание по Дальнему Востоку. — Сов. геология, 1979, N 11, с. 119—122.
- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапов А.А.** Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976, 90 с.
- Афанасьева В.М.** Особенности верхнепалеозойского-мезозойского вулканизма в южном Сихотэ-Алине. — В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 67—70.
- Афанасьева В.М.** Вулканические среднепалеозойские образования вангоуской серии в Южном Приморье. — В кн.: Геология, магматизм и рудогенез в зоне перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 107—108.
- Баринов Н.Н., Копылов В.Р., Старжинский С.С.** О некоторых особенностях глубинного строения юга Главного синклинария и Прибрежной зоны по данным МТЗ (Приморье). — В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 19—22.
- Беляевский Н.А.** Очерк геологии Приморья (Центральный и Южный Сихотэ-Алинь с прилегающими территориями). — Материалы ВСЕГЕИ. Н. С., 1956, вып. 1, с. 5—12.
- Беляевский Н.А., Громов Ю.Я.** Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. — Докл. АН СССР, 1955, т. 103, N 11, с. 98—102.
- Беляевский Н.А., Громов Ю.Я.** Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. — Сов. геология, 1962, N 7, с. 43—63.
- Белянский Г.С., Никитина А.П.** Самаркинская и себучарская свиты Главного антиклинария Сихотэ-Алиня (Приморский край). — В кн.: Биостратиграфия Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 23—35.
- Берсенева И.И.** О тектоническом районировании Приморья. — Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, 1959, вып. 10, с. 25—34.
- Берсенева И.И.** О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, 1964, т. 158, N 4, с. 846—849.
- Берсенева И.И.** Основные черты тектоники Приморского края. — В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974, с. 114—125.
- Берсенева И.И., Берсенева Ю.И., Ващенко Н.Г.** и др. Некоторые вопросы геологического строения дна Японского моря (По материалам 24-го рейса НИС "Первенец"). — В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 13—24.
- Берсенева И.И., Кулинич Р.Г., Олейник Ю.Н.** и др. Приморье. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977, с. 69—72.
- Бобылев В.В., Соловьев В.О.** Даубахинский, Алчанский и Куканский прогибы и их место в тектонической структуре юга Дальнего Востока. — Геотектоника, 1971, N 6, с. 108—118.
- Бураго В.И.** К вопросу о генезисе верхнепалеозойских и нижнемезозойских известняков юго-восточного Приморья. — Геология и геофизика, 1969, N 5, с. 55—60.
- Бураго В.И., Киселева А.В., Котляр Г.В.** и др. Палеонтологическая характеристика пермских отложений Южного Приморья. — В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 214—235.
- Бурый И.В.** Палеотектонические и палеогеографические условия формирования триасовых отложений юга Дальнего Востока. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 113—114.
- Бурый И.В., Жарникова Н.К.** Флороносные слои ладинского яруса среднего триаса Южного Приморья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 3, с. 45—53.
- Бурый И.В., Жарникова Н.К.** Возраст карбонатных толщ тетюхинской свиты Дальнегорского района (Приморье). — Сов. геология, 1981, N 3, с. 75—80.
- Ван-Ван-Е А.П.** Тангенциальные движения земной коры и процессы активизации (на примере южной части Дальнего Востока). — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., 1976, с. 107—109.
- Васильковский Н.П.** Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (с позиций необратимого развития земной коры). — В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Наука, 1968, с. 30—43.
- Верецагин В.Н.** О проявлении нижнемеловой складчатости в Приморье. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, N 3, с. 61—64.

- Виттенбург П.В. Геологические исследования в заливе Петра Великого. — Изв. Рос. АН СССР. Новые данные по геологии Дальнего Востока, 1918, с. 1237—1244.
- Воробьева Т.Ф., Губенко Т.А., Поляков Б.В., Руденко В.С. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня. — В кн.: Биостратиграфия Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 5—22.
- Врублевский А.Л., Копылов В.Р., Приходько В.С. Результаты магнитотеллурических зондирования в южном Сихотэ-Алине. — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 217—225.
- Геккел Ф. Распознавание мелководной морской палеообстановки осадконакопления. — В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974, с. 253—317.
- Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979, 207 с.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973, Т. 2. 456 с.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.
- Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 263 с.
- Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969. Ч. 1. Геол. описание. 695 с.; 1974. Ч. 2. Полезн. ископаемые. 155 с.
- Голозубов В.В., Гусаков Л.А., Мельников Н.Г. Метаморфические породы междуречья Уссури и Павловки. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 49.
- Громов Ю.Я. Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского срединного массива. — Сов. геология, 1959, N 12, с. 40—51.
- Денисова Т.А. Состав меркушевых конгломератов и последовательность напластования нижнепалеозойских образований Ханкайского массива. — В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 25—28.
- Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии: (Стратиграфическое положение, корреляция, история развития): Автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1977. 37 с.
- Елисеева В.К., Липман Р.Х., Саятогорова Н.Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня. — Геология и геофизика, 1976, N 11, с. 30—43.
- Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 243 с.
- Залищак Б.Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород. М.: Наука, 1969. 118 с.
- Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 251 с.
- Зимина В.Г. Флора ранней и начала поздней перми Южного Приморья. М.: Наука, 1977. 128 с.
- Зимина В.Г. О шевелевской толще Южного Приморья. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток, ДВПИ, 1978, с. 84.
- Иванов Б.А. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиня. Иркутск: Иркут. кн. изд-во, 1961, 46 с.
- Иванов Б.А. О границе герцинской складчатости, о наличии широтного структурного шва в Южном Сихоте Алине. — Сов. геология. 1962, N 12, с. 134—136.
- Иванов Б.А. Схема проявления разновременных деформаций в Приморье. — Информ. сб. ПГУ НТО горное, 1963, N 4, с. 3—6.
- Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский шов. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 114 с.
- Иванов Б.А., Надежкина З.Е. Новые данные о возрасте больших габброидных интрузий Сучанского района. — Информ. сб. ПГУ НТО горное, 1962, N 3, с. 15—18.
- Иванов Б.А., Уткин В.П. Условия залегания слоев с Chavmasseicevas — на полуострове Трудном (Южное Приморье). — Информ. сб. ПГУ НТО горное. 1968, N 6, с. 18—23.
- Игнатова В.Ф. Прибрежно-морское осадконакопление в позднем палеозое—раннем мезозое вдоль восточного склона Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и перспективы поисков палеороссыпей. — В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 22—25.
- Игнатова В.Ф. Литохимическая характеристика шельфовых отложений в обрамлении палеостровной дуги (Сихотэ-Алинь). — В кн.: Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 43—56.
- Игнатьев А.Б. Палеовулканические реконструкции вулкано-тектонических депрессий. Хабаровск: Хабар. кн. изд-во, 1975. 189 с.
- Изоцов Л.А. Палеозойские вулкано-тектонические структуры юго-западного Синегорья (Приморский край). — В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 62—68.
- Изоцов Л.А. Морской девон Приморья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, N 4, с. 82—87.
- Изоцов Л.А. Палеозойские формации и геологическое развитие юго-западного Синегорья (Приморье): Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1981. 33 с.
- Изоцов Л.А., Рязанцева М.Д. Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива. — Сов. геология, 1977, N 2, с. 77—90.
- Кимура Т. Древняя континентальная окраина Японии. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 169—183.
- Кипарисова Л.Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. М.: Недра, 1972. 246 с.
- Киреева Е.А., Бурилина Л.В., Афанасьева В.М. Основные особенности геологического развития Южного Сихотэ-Алиня в позднем палеозое. — В кн.: Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 20—77.
- Киселева А.В., Бураго В.И. Новые данные по стратиграфии перми Даубихинской зоны. — В

- кн.: Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 92—93.
- Книппер А.Л.* История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — Геотектоника, 1971, N 6, с. 87—100.
- Книппер А.Л.* Офиолиты и проблема ортогеосинклиналей. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 171—182.
- Кондигеров В.И., Домникова Т.В., Сорочкин В.Ф., Петровский А.Д.* Геологическая съемка в районах развития кремнистых образований. Л.: Недра, 1981. 141 с.
- Косыгин Ю.А., Майборода А.А., Соловьев В.А.* Предверхнеюрское несогласие в мезозоидах юга Дальнего Востока и проблема ранних и поздних мезозойских. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, N 4, с. 164—167.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А., Салун С.А.* Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 2. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части советского Дальнего Востока. 251 с.
- Кулинич Р.Г.* Источники высокой гравитации и глубинное строение допозднепалеозойских структур Южного Приморья. — В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972, с. 53—56.
- Лазарев А.З.* Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. — Тр. XVII сес. МГК, 1939, т. 2, с. 589—596.
- Леликов Е.П.* Условия образования и геохимическая специализация позднепротерозойских гранитоидов Ханкайского массива. — В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981, с. 158—164.
- Леонов М.Г.* Тектонические покровы и динамометаморфизм горных пород Зеравшано-Гиссарской горной области. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 217—230.
- Леонов М.Г.* Олистохромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 344).
- Лошак Н.П.* Осадочные и вулканогенно-осадочные формации восточной части Ханкайского массива и его обрамления. — В кн.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 3—13.
- Мазарович А.О.* Серпентинитовый меланж Южного Сихотэ-Алиня. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, N 1, с. 181—184.
- Мазарович А.О.* Офиолитовые аллохтоны Приморья. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, N 3, с. 676—679.
- Мазарович А.О.* О тектонике южной части Сихотэ-Алиня. — Геотектоника, 1981, N 5, с. 84—95.
- Мазарович А.О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое—раннем мезозое. — Геотектоника, 1982, N 1, с. 86—101.
- Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П.* Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). — В кн.: Плотностные инверсии как показатель формирования тектоно-магматических систем Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 21—26.
- Международный стратиграфический справочник. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Мельников Н.Г.* О возрасте и условиях формирования самаркинской и удесовской свит междуречья Журавлевки—Павловки (Сихотэ-Алинь). — В кн.: Стратиграфия палеозоя юга Дальнего Востока: Тез. докл. регион. совещ. Владивосток, 1977, с. 42.
- Мельников Н.Г.* История геологического развития юго-восточного Приморья в среднем палеозое—раннем мезозое: Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1973. 28 с.
- Мельников Н.Г., Буржо В.И.* Девонские отложения Приморья. — В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 130—139.
- Мельников Н.Г., Голозубов В.В.* Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине. — Геотектоника, 1980, N 4, с. 95—106.
- Мельников Н.Г., Голозубов В.В., Олейник Л.М.* О возрасте маляновской и самаркинской свит Приморья. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 85.
- Метаморфические комплексы Азии: Сихотэ-Алинская складчатая область. Новосибирск: Наука, 1977, с. 242—246.
- Мирошников Л.Д.* История развития палеозойской структуры. — В кн.: Геологическое строение мезо-кайнозойских впадин Южного Приморья. Л., 1971, с. 172—177.
- Михайлик Е.В.* О кластическом материале триасовых отложений Кавалеровского района. — В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 31—33.
- Мишкин М.А.* Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 196 с.
- Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С.* Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, N 6, с. 1426—1429.
- Назаров Б.Б., Поляков Б.В., Руденко В.С.* Микропалеонтология и основные вопросы стратиграфии палеозоя Сихотэ-Алиня. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 81—83.
- Нарбут Г.Б.* Основные геологические особенности Кавалеровского рудного района. — В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972, с. 15—21.
- Нарбут Г.Б.* Фурмановский глубинный разлом в Приморье и его металлогеническое значение.

- ние. — В кн.: Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 23—29.
- Неволин Л.А.** Некоторые новые данные по стратиграфии перми Приморья. — В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 235—241.
- Неволин Л.А.** К стратиграфии пермских отложений северной части Даубихинского прогиба. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 94—95.
- Недашковский П.Г., Леликов Е.П., Дербаремдигер М.М.** и др. Особенности состава и распределение рудных и редких элементов в пермских вулканогенно-терригенных образованиях Даубихинской зоны Приморья. — Геохимия, 1971, N 5, с. 562—569.
- Никитина А.П.** О трехчленном делении пермской системы. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток: ДВПИ, 1978, с. 96—97.
- Никогосян В.А.** Основные черты магматизма Центрального Сихотэ-Алиня. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 67—70.
- Обручев В.А.** История геологического исследования Сибири: Период третий (1851—1888 г.). М.: Изд-во АН СССР, 1934. 354 с.
- Обручев В.А.** Геология Сибири. Т. II. Средний и верхний палеозой. М.: АН СССР, 1936. 364—780 с.
- Обручев В.А.** История геологического исследования Сибири. Период четвертый (1889—1917 годы). М.: Изд-во АН СССР, 1937. 573 с.
- Обручев В.А.** Геология Сибири. Т. III. Мезозой и кайнозой. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 782—1357 с.
- Октябрьский Р.А.** О базитовых комплексах прибрежной полосы Южного Приморья. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1969, с. 19—30.
- Окунева О.Г., Репина Л.Н.** Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья. Новосибирск: Наука, 1973. 284 с.
- Олейников А.Н., Паевская Е.Б.** Стратиграфия верхнетриасовых отложений Приморского края. — Сов. геология, 1978, N 2, с. 31—47.
- Парфенов Л.М., Рейнлиб Э.Л.** Природа региональных гравитационных минимумов юга Дальнего Востока. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, N 5, с. 1204—1206.
- Пашков Р.Б., Шеольман В.А.** Рифтогенные окраины Тетиса на Памире. — Геотектоника, 1979, N 6, с. 42—57.
- Потапов А.А.** Рельеф консолидированной коры юга советского Дальнего Востока. — Сов. геология, 1980, N 12, с. 109—116.
- Пушаровский Ю.М.** Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Размахнин Ю.Н.** О следах подводных деформаций в юрских (?) и меловых отложениях Центрального Сихотэ-Алиня. — Информ. сб. ПГУ НТО горное, 1961, N 2, с. 55—59.
- Размахнин Ю.Н.** Консидментационные тектоники в палеозойских формациях Сихотэ-Алиня. — Геология и геофизика, 1963, N 11, с. 116—121.
- Разницын Ю.И.** Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 105 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 371).
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.** Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981, 439 с.
- Рыбалко В.И., Тащи С.М., Ростовский Ф.И.** Геологическая позиция и особенности строения вулканических поясов как тектоно-магматических структур. — В кн.: Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 3—11.
- Рязанцева М.Д.** Сравнительная характеристика Вознесенских и Гродековских гранитов южной части Ханкайского массива. — В кн.: Изверженные породы Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 69—73.
- Салун С.А.** Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Наука, 1978. 183 с.
- Салун С.А., Потапов С.В.** Строение земной коры юга советского Дальнего Востока по данным ГСЗ. — Геотектоника, 1980, N 4, с. 85—94.
- Сей И.И., Калачева Е.Д.** Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.
- Силантьев В.Н.** Фудзино-Иманский сдвиг. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, N 2, с. 39—49.
- Смирнов А.М.** Проблема субстрата Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 76—87.
- Соловьев В.О.** Глубинные разломы юго-западного Приморья. — Докл. АН СССР, 1965, N 6, с. 1387—1390.
- Соловьев В.О.** Тектоника и история геологического развития Даубихинского прогиба (Приморский край): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, М., 1967. 34 с.
- Солоненко В.П.** Геология центральной части Уссурийского района: Материалы по геологии месторождений нерудных ископаемых Сибири. Иркутск, 1949. Вып. 3. 150 с.
- Соснина М.И., Никитина А.П.** Биостратиграфическое расчленение каменноугольных отложений Приморья на основании изучения фораминифер. — Сов. геология, 1977, N 10, с. 76—91.
- Стратиграфический кодекс СССР.** Л., 1979. 148 с.
- Тащи С.М.** Строение пермских отложений Южного Приморья. — В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1974а, с. 241—248.
- Тащи С.М.** О взаимоотношении ястребовской свиты с подстилающими слоями (Южное Приморье). — В кн.: Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1974б, с. 249—258.

- Тащи С.М. О строении людянзинского горизон- та перми в Южном Приморье. — В кн.: Стратиграфия палеозоя юга Дальнего Восто- ка: Тез. докл. регион. совещания. Владиво- сток: ПТГУ, 1977, с. 38—39.
- Тащи С.М. Позднепермские рифтовые постройки Южного Приморья. — В кн.: Вулканогенно- осадочные образования юга Дальнего Восто- ка. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 45—53.
- Тащи С.М. Пермские геолого-геоморфологиче- ские вулканические системы Приморья. — В кн.: Морфоструктура и палеогеография Даль- него Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 16—30.
- Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000. М.: Наука, 1966, 488 с.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
- Тектоника Северной Евразии: Объяснительная за- писка к Тектонической карте Северной Евра- зии, масштаба 1:5 000 000. М.: Наука, 1980. 222 с.
- Тектоническая карта Востока СССР и сопредель- ных областей. Масштаб: 1:2 500 000. Магадан: ГУГК, 1979.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. М.: ГУГК, 1966.
- Тектоническая карта Северной Евразии. Мас- штаб 1:5 000 000. Л.: Аэрогеология, 1980.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Нау- ка, 1980. 216 с.
- Тетяев М.М. Контуры проблемы Дальневосточ- ного края как геологического целого. Л.; М., 1934. 18 с.
- Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, N 3, с. 101—112.
- Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяж- но-надвиговых и сдвиговых дислокаций окра- ин континентов. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, N 2, с. 425—427.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
- Федчин Ф.Г., Мишин В.П. Роль орогенного вулканизма в истории формирования структур Сихотэ-Алиня. — В кн.: Геология окраин кон- тинентов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 8—11.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внесальпий- ская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
- Швальман В.А. Мезозойский офиолитовый комп- лекс на Памире. — Геотектоника, 1980, N 6, с. 72—81.
- Шевченко Б.Ф., Лошак Н.П. Основные литосфер- ные плиты и зоны Бенюфа юга Дальнего Вос- тока — В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР: Тез. докл. XIII сес. Науч. совета по тек- тонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск, 1980, с. 63—65.
- Шехоркина А.Ф. Формации рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива. М.: Наука, 1966. 95 с.
- Шило Г.К., Кучук В.В. О глубинных разломах Приморья в свете геофизических данных. — Информ. сб. ПГУ НТО горное, 1980, N 6, с. 51—56.
- Шишкин М.А., Лозовский В.Р. Лабиринтодонт из триаса Южного Приморья. — Докл. АН СССР, 1979, т. 256, N 1, с. 201—205.
- Шкодзинский В.С. Габброиды междуручья Сучана и Судзукхе. — Информ. сб. ПГУ НТО горное, 1964, N 5, с. 45—51.
- Щека С.А. Меймечит-пикритовый комплекс Си- хотэ-Алиня. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, N 2, с. 444—447.
- Щека С.А., Октябрьский Р.А., Вржосек В.А., Старков Г.Н. Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье. — В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 9—61.
- Эдельштейн Я.С. Северный и средний Сихотэ- Алинь. СПб., 1905. 39 с. (Изв. Импер. Рус. Географ. об-ва; Т. 11; Вып. 2).
- Adachi M. Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. — J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1976, vol. 23/24, p. 13—55.
- An outline of the geology of Japan. 3rd ed. Geol. Surv. Jap., 1975. 61 p.
- Dingle R.V. Large allochthonous sediment masses and their role in the construction of the continental slope and rise off south-western Africa. — Mar. Geol., 1980, vol. 37, N 3/4, p. 334—354.
- Embley R.W. The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sedi- ments with special reference to the North Atlan- tic. — Mar. Geol., 1980, vol. 38, N 1/3, p. 23—50.
- Folk R.L., McBride E.F. Radiolarites and their rela- tion to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Ita- ly. — J. Sediment. Petrol., 1978, vol. 48, p. 1069—1102.
- Geology and mineral resources of Japan. 3rd ed. Geol. Surv. Jap., 1977. Vol. 1. 430 p.
- Hiroi Y. Geology of the Unazaki district in the Hida metamorphic terrain, central Japan. — Earth Sci., 1978, vol. 84, N 9, p. 521—530.
- Ichikawa K., Shimazu M., Ichihara S. et al. Geology of southern Sikhote-Alin. — Earth Sci., 1980, vol. 34, N 4(169), p. 218—231.
- Igi S. The metagabbros and related rocks of the "Yakuno complex" in the inner zone of south- west Japan. — Rep. Geol. Surv. Jap., 1973, N 248, p. 1—42.
- Igi S., Hattori H., Shibata K. Nomo metagabbro complex and their 450 m.y. ages as a clue to the ba- sement geology: A proposal of "Saihi structural rone" including the pre-Silurian basements in the westernmost part of the Japanese Islands. — In: The basement of the Japanese Islands. Tokyo, 1979, p. 261—280.
- Iijima A., Kakuwa Y., Yamazaki K., Yanagimoto Y. Shallow-sea, organic origin of the triassic bedded chert in central Japan. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 1978, vol. 9, N 5, p. 369—400.
- Ishida K. Studies of the south zone of the Chichibu belt in Shikoku. Pt II. Stratigraphy and structure aro- und Nagayasu-guchi Dam, Tokushima Prefecture. — J. Sci. Univ. Tokushima, 1979, vol. 12, p. 61—92.

- Ishida K.* Fine stratigraphy and conodont biostratigraphy of bedded-chert member of the Nakagawa group—studies of the south zone of the Chichibu belt in Shikoku. Pt III. — *J. Sci. Univ. Tokushima*, 1981, vol. 14, p. 107—137.
- Ishiwatari A.* A preliminary report on the Yakuno Ophiolite in the Maizuri zone, Inner southwest Japan. — *Earth Sci.*, 1978, vol. 32, N 6, p. 300—310.
- Ishisaki S.* Find of triassic Bryozoans from the Pre-Yezo group in the Esashi mountains Hokkaido. — *Earth Sci.*, 1979, vol. 33, N 6(165), p. 355—359.
- Isozaki Y., Matsuda T.* Age of the Tamba group along the Hozugawa "Anticline" Western hills of Kyoto, southwest Japan. — *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 1980, vol. 23, atr. 3, p. 115—134.
- Iwasaki M.* Gabbroic breccia (olistostrome) in the Mikabu Green Stone belt of the eastern Shikoku. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1979, vol. 85, N 7, p. 481—487.
- Kagami H.* Pb-Sr geochronological study of the Ryoke granites in the Chubu district, central Japan. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1973, vol. 79, N 1, p. 193—204.
- Kano M.* Metamorphism in the central to southern Abukuma Plateau with special regards to the chemistry of hornblende and garnet-cordierite geothermometry. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1980, vol. 86, N 1, p. 69—79.
- Komatsu M., Tazaki K., Kuroda Y.* Ophiolite suite rocks in some ophiolite belts in Japan. — In: International symposium on geodynamics in south-west Pacific, Noumea (New Caledonia), 27 Aug. — 2 Sept. 1976. P.: Ed. Technip. 1977, p. 3—14.
- Kropotkin P.N.* The crustal structure and origin of the basins of Japan Sea some other seas of the circum-Pacific mobile belt. — *J. Phys. Earth*, 1978, vol. 26, suppl., p. 527—535.
- Murakami N., Nishimura J.* Nagato tectonic zone. — In: The basement of the Japanese Islands. Tokyo, 1979, p. 153—181.
- Murata A.* Large decke structures in the Kyushu, southwest Japan. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. 2*, 1981, vol. 20, N 3, p. 277—293.
- Murata M., Kanisawa S., Okami K.* Stratigraphical evidence for the pre-Silurian age of the granites in the Kitakami massif, northeast Japan. — *Proc. Jap. Acad.*, 1975, vol. 51, N 7, p. 556—570.
- Murata M., Kanisawa S., Ueda Y., Takeda N.* Base of the Silurian system and the pre-Silurian granites in the Kitakami massif, northeast Japan. — *J. geol. Soc. Jap.*, 1974, vol. 80, p. 475—486.
- Maruyama S.* The Kurosegawa melange zone in the Ino district to the North of Kochi City, central Shikoku. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1981, vol. 87, N 9, p. 569—583.
- Nakajima T., Maruyama S.* Barroisite-bearing shist blocks in serpentinite of the Kurosegawa tectonic zone, west of Kochi City, central Shikoku. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1978, vol. 85, N 5, p. 231—242.
- Niikawa I.* Geology and biostratigraphy of the Fukuji district, Gifu prefecture, central Japan. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1980, vol. 86, N 1, p. 25—36.
- Nishimura A.* Upper Triassic radiolaria from southwest Japan. — *Sci. Repts. (Jap.)*, 1979, vol. 28, N 2, p. 61—109.
- Ogawa Y.* Structural characteristics and tectonisms around the microcontinent in the margin of the Paleozoic-Mesozoic geosyncline of Japan. — *Tectonophysics*, 1978, N 47, p. 295—310.
- Okami K., Murata M.* Basal sandstone of the Silurian formation in the Kitakami massif, northeast Japan. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1975, vol. 51, p. 556—570.
- Pessagno E., Newport R.* A technique for extracting radiolaria from radiolarian chert. — *Micro-paleontology*, 1972, vol. 18, N 2, p. 231—234.
- Radiometric age map of Japan. Granitic rocks. Scale 1:2000000. Geol. Surv. Jap.*, 1975.
- Shibata K.* Geochronology of pre-Silurian basement rocks in the Japanese Islands with special reference to age determinations on orthoquartzite clasts. — In: The basement of the Japanese Island. Tokyo, 1979, p. 625—639.
- Shibata K., Adachi M.* Pb-Sr whole-rock ages of Precambrian metamorphic rocks in the Kamiyaso conglomerate from central Japan. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 21, N 3, p. 124—138.
- Shimizu D., Imoto N., Musashino M.* Permian and triassic sedimentary history of the Honsu geosyncline in the Tamba belt, southwest Japan. — *J. Phys. Earth*, 1978, vol. 26, suppl., p. 337—344.
- Silver E.A., Beutner E.C.* Melanges. — *Geology*, 1980, vol. 8, N 1, p. 32—34.
- Tamba Belt Research Group.** Paleozoic and Mesozoic system in the Tamba belt. Pt 4. Lithofacies and geologic structure of the Tamba group at the northwestern hills of Kyoto City. — *Earth Sci.*, 1979a, vol. 33, N 3, p. 137—143.
- Tamba Belt Research Group.** Paleozoic and Mesozoic system in the Tamba belt. Pt 5. Permian and Triassic conodont fossils in the northwestern hills of Kyoto City. — *Earth Sci.*, 1979b, vol. 33, N 5, p. 247—254.
- Tamba Belt Research Group.** Paleozoic and Mesozoic system in the Tamba belt. Pt 6. Geology of southeastern part of Keihokucho, Kitakuwadaqun, Kyoto prefecture. — *Earth Sci.*, 1980, vol. 34, N 4, (169), p. 218—231.
- Tanaka K.* Kanoashi group, an olistostrome, in the Nichihava area, Shimane prefecture. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1980, vol. 86, N 9, p. 613—626.
- Yao A., Matsuda T., Isozaki Y.* Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. — *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 1980, vol. 23, art. 4, p. 135—154.
- Yamato Omine Research Group.** Paleozoic and Mesozoic system in the central area of the Kii mountains, southwest Japan. Pt 1. Geology around Mt. Daifugun district, Nava prefecture. — *Earth Sci.*, 1976, vol. 30, N 5(146), p. 259—267.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
Глава первая	
Обзор представлений о тектонике Южного Приморья .....	5
Глава вторая	
Тектоническая зональность Южного Приморья .....	12
Глава третья	
Основные черты стратиграфии Южного Приморья .....	16
Глава четвертая	
Основные черты тектоники Южного Приморья .....	39
Глава пятая	
Палеотектонические связи Японских островов и Южного Приморья .....	69
Глава шестая	
История тектонического развития Южного Приморья в палеозое—раннем мезозое .....	75
Заключение .....	94
Литература .....	96

## CONTENTS

<b>Introduction</b> .....	3
Chapter one	
<b>Review of concepts of the tectonics of Southern Primor'ye</b> .....	5
Chapter two	
<b>Tectonics zones of Southern Primor'ye</b> .....	12
Chapter three	
<b>Stratigraphical outline of Southern Primor'ye</b> .....	16
Chapter four	
<b>Tectonic outline of Southern Primor'ye</b> .....	39
Chapter five	
<b>Palaeotectonic links between the Japanese Islands and Primor'ye</b> .....	69
Chapter six	
<b>Paleozoic — Early Mesozoic Tectonic Evolution of Southern Primor'ye</b> .....	75
<b>Conclusions</b> .....	94
<b>References</b> .....	96



**Александр Олегович Мазарович**  
**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ**  
**ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ**  
**В ПАЛЕОЗОЕ И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ**

*Труды, вып. 392*

*Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом*

**Редактор А.В. Копп**  
**Художник И.Е. Сайко**  
**Художественный редактор И.Ю. Нестерова**  
**Технический редактор М.К. Серегина**  
**Корректор В.Н. Пчелкина**

**Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе**

**ИБ № 28001**

**Подписано к печати 29.03.85. Т – 01048**  
**Формат 70 × 100 1/16. Бумага офсетная № 1**  
**Гарнитура Таймс. Печать офсетная**  
**Усл. печ. л. 8,5. Усл. кр.-отт. 8,7. Уч.-изд. л. 9,9**  
**Тираж 600 экз. Тип.зак. 171. Цена 1 р. 50 к.**

**Ордена Трудового Красного Знамени**  
**издательство "Наука" 117864 ГСП-7**  
**Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90**  
**Ордена Трудового Красного Знамени**  
**1-я типография издательства "Наука"**  
**199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**

1р. 50 к.