

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Э. И. Сергеева

ТЕОРИЯ ЛИТОГЕНЕЗА

Учебное пособие



Издательство С.-Петербургского университета
2005

Lithology.ru

УДК 550.5
ББК 28.38
С32

Рецензенты: д-р геол.-минер. наук *В. А. Кошелева* (Всерос. науч.-исслед. ин-т Океангеологии),
канд. геол.-минер. наук *М. А. Тугарова* (С.-Петерб. гос. ун-т)

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
геологического факультета
С.-Петербургского государственного университета*

Сергеева Э. И.
С32 Теория литогенеза: Учеб. пособие. — СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та,
2005. — 140 с.
ISBN 5-288-03902-X

В учебном пособии рассмотрены история развития литологии, ее современное состояние и стоящие перед ней проблемы. Раскрывается содержание понятий «осадочный цикл», «цикл седиментогенеза» и «цикл литогенеза». Дана развернутая характеристика стадий гипергенеза, мотогенеза и осадконакопления на континентальном блоке и в океане. Обсуждены принципы типизирования осадочного процесса в планетарном масштабе. Приведено описание планетарных седиментационных полей Земли. Обсуждаются седиментологические законы и закономерности, установленные на основе новых фактических данных.

Учебное пособие предназначено для студентов геологических специальностей высших учебных заведений.

ББК 28.38

ISBN 5-288-03902-X

© Э. И. Сергеева, 2005
© Издательство С.-Петербургского
университета, 2005

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебное пособие «Теория литогенеза» предназначено для студентов старших курсов различных специальностей геологических факультетов высших учебных заведений, прослушавших базовые курсы по осадочной геологии: «Петрография осадочных пород», «Литология», «Методы изучения осадочных пород», а также магистрам, обучающимся по специальности и № 25.00.06 — литология.

В пособие вошли фрагменты лекций, читаемых автором в рамках реализации магистерских программ, предусматривающих освоение ряда профилирующих курсов: «Планетарная теория литогенеза», «Тектонические аспекты седиментогенеза и литогенеза», «Эпигенез осадочных бассейнов» и др.

Необходимость создания подобных пособий обобщающего характера в области теории осадко- и породообразования обусловлена несколькими обстоятельствами. На рубеже XX–XXI вв. наука об осадочных образованиях Земли вступила в новый этап своего развития, названного автором планетарным, в соответствии с основной задачей этого периода, определенной на длительный отрезок времени (от 2000 г. и далее). Это разработки вначале основ, а затем всеобъемлющей теории осадочного процесса и воссоздание эволюции седиментогенеза и литогенеза в истории Земли.

Публикация пособия представляет весьма своевременной, ибо имеющаяся классическая геологическая литература (работы Л. Б. Рухина, Н. М. Страхова, Н. В. Логвиненко и др.) отражает состояние теоретических обобщений в литологии 60–70-х годов XX в. Успехи литологии на рубеже веков связаны с поступлением нового фактического материала об осадках и осадочных породах на всей территории планеты, изучением осадочного вещества в различных экзосферах Земли, развитием новых методов изучения. Результаты исследований, выполненные за последние десятилетия, привели к появлению новых идей, установлению новых закономерностей, многочисленных открытий кардинального значения и пересмотру некоторых основных положений теории литогенеза 60–70-х годов.

Главные задачи учебного пособия следующие: 1) проанализировать основные направления в развитии теории седименто- и литогенеза; 2) дать оценку современного уровня осмысления теоретических проблем литологии; 3) определить перспективы доработки и совершенствования имеющихся современных теоретических концепций в литологии; 4) дать оценку состояния терминологической базы, базовых понятий и их современное прочтение.

Ключевым моментом в пособии является изложение основ теории литогенеза, разработанной лидером отечественной литологии Н. М. Страховым. Приводятся новые идеи и пути дальнейшего совершенствования этой теории с учетом новых научных достижений в данной области (А. П. Лисицын, В. Т. Фролов, О. В. Япаскурт и

др.). Актуальной задачей здесь является дальнейшее развитие идеи существования широтных климатических седиментационных (или седилитогенетических) поясов, или зон, носящих планетарный характер (А. П. Лисицын).

В заключительных частях работы сосредоточено внимание на возможности использования других принципов типизации осадочного процесса и построения на их основе других иерархических систем, отражающих закономерности процесса осадко- и породообразования. Приводятся новые толкования и достижения в разработке теоретических основ седиментогенеза (или седиментогенеза-литогенеза). Изложенный материал важен для глобального осмысления осадочного процесса в целом, хотя во многом является дискуссионным.

Глава 1

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ

Литология — это одна из фундаментальных наук геологического цикла. Ее название происходит от греческих слов «литос» — камень и «логос» — учение. Самое краткое определение этой науки гласит: «Литология — это наука об осадочных породах», а более расширенно — «наука о составе, строении, происхождении, размещении и использовании осадочных пород, или экзолитов» (Фролов, 1992, т. 1).

Рождение литологии как самостоятельной науки в России связывают с началом чтения специальных курсов по осадочной геологии в учебных заведениях М. С. Швецовым в Московском государственном университете в 1922 г., А. Н. Заварицким — в Ленинградском Горном институте в 1925 г. В 30–40-х годах XX в. были написаны краткие руководства по осадочной петрографии А. Н. Заварицким (1932), В. П. Батуриным (1932), фундаментальные учебники по петрографии осадочных пород В. Крумбейном и Ф. Петтиджоном (1938), а в России М. С. Швецовым (1934) и обстоятельная монография Л. В. Пустоваловым (1940).

Но еще до формирования литологии как науки в середине–конце XIX в. и начале XX в. производились обстоятельные литологические исследования в рамках общей петрографии (после введения Г. Сорби поляризационного микроскопа), региональной стратиграфии и палеонтологии, общей геологии и седиментологии.

I. Стратиграфический этап. Этот период развития был так назван из-за тесной связи литологических и стратиграфических исследований.

Представителем немецкой школы А. Г. Вернером (1750–1817) и его последователями была разработана первая стратиграфическая шкала. В основе выделенных ими комплексов в разрезах осадочных пород лежали литолого-стратиграфические принципы: белый мел, пестрый песчаник, красный лежень, сохранившие значение до настоящего времени.

В период, предшествующий становлению литологии, были разработаны фундаментальные генетические понятия: фации — Н. Стено (1769), А. Гресли (1839, 1847), Н. А. Головкинский (1867), М. Бертран (1884) и др., формации — К. Прюво (1838–1839). Заложил основы учения о циклах седиментации Дж. Ньюбери (1872).

Конец XIX в. отмечен интенсивным формированием основ учения о генетических типах осадочных отложений и основ фациального анализа (А. П. Павлов, 1884, 1888; Г. А. Траутшольд, 1876; В. В. Докучаев, 1878; И. Вальтер, 1893–1894). Были выделены главные генетические типы континентальных отложений: почвы, эловый, делювий, пролювий и аллювий — и даны характеристики фаций. В 1872–

1876 гг. экспедицией на судне «Челленджер» были опробованы осадки всех океанов, а несколько позже (1890–1906) — осадки некоторых морей: Н. А. Андрусов (1890–1895) и Н. М. Книпович (1858–1906).

К концу XIX–началу XX в. накапливается значительный материал по разнообразным типам и минералам осадочных пород. Глаукониты изучались К. Гюмбелем (1886), К. Д. Глинкой (1896), В. В. Ламанским (1905), фосфориты — Н. А. Соколовым (1901), М. Д. Сидоренко (1894), Я. В. Самойловым (1911, 1914, 1915), А. П. Ивановым (1915), железные и марганцевые руды — П. А. Земятченским (1889), С. П. Поповым (1911), А. Д. Архангельским (1912), карбонатные породы — М. Э. Ноинским (1913).

II. Петрографический этап. История литологии как фундаментальной самостоятельной науки началась с петрографического этапа ее развития (20–40-е годы XX в.). Первоначально как наука о составе и строении осадочных пород она называлась «петрография осадочных пород». На этом этапе основное внимание петрографов всего мира, прежде всего французской, английской, а позже американской и немецкой школ, было уделено описанию типов осадочных пород и методам их изучения: Л. Кайе (1916), В. Твенгофел (1926), В. Мильнер (1929), В. Крумбейн и Ф. Петтиджон (1938) и др.

Начало петрографического периода развития литологии датируется появлением работ выдающегося французского исследователя Люсьена Кайе, которого с полным правом можно считать основоположником осадочной петрографии. В опубликованной им в 1916 г. монографии «Петрографическое изучение осадочных пород», объемом в 524 с. (I том), приведены детальные описания минералов осадочных пород, систематика и характеристика органических остатков. Особое место занимают анализ методов изучения осадочных пород, ситовой анализ, разделение в тяжелых жидкостях, микрохимический анализ минералов и др. Второй том работы, вышедший в том же году, включает превосходные иллюстрации — микрофотографии разных типов осадочных пород. Таким образом, 20–40-е годы XX в. отмечены появлением первых сводных руководств, учебников и монографий по петрографии осадочных пород, преподаванием специальных дисциплин по осадочной геологии, что позволяет считать этот период временем формирования литологии как самостоятельной науки, а начальный этап ее развития назвать петрографическим.

III. Литологический, или генетический, этап. В недрах вещественной петрографии вначале в редуцированном виде, а к 50–60-м годам XX в. в полной мере в литологии утвердилось генетическое направление, ставшее к 60–70-м годам приоритетным. Это позволяет данный период назвать генетическим, или собственно литологическим.

Еще в 1940 г. Л. В. Пустовалов в монографии «Петрография осадочных пород» рассмотрел некоторые общие закономерности строения и размещения горных пород в пространстве и во времени, показал историчность этой науки и предложил назвать ее литологией.

Большое влияние на развитие литологии оказали работы Н. М. Страхова (1898–1978), являющегося лидером отечественной литологии. Он рассматривал процесс познания современного осадкообразования как ключ к истолкованию происхождения древних осадочных пород, создав тем самым сравнительно-литологический метод. Синтезировав всю сумму фактов, известных науке 1960–1970-х годов, академик Н. М. Страхов разработал теорию осадочного процесса — теорию литогенеза. Вершину его научного творчества представляют трехтомная монография «Основы теории

литогенеза» (1960–1962) и учебное руководство «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» (1963).

После фундаментальных исследований Н. М. Страхова название «литология» прочно вошло в терминологию ученых и геологов-практиков. О превращении современной литологии в генетическую свидетельствует ее определение, данное другим выдающимся литологом — П. П. Тимофеевым в 1987 г. в статье «Проблемы литологии» (Литология и полезные ископаемые. 1987. № 3). Под современной литологией (генетической литологией) понимается «один из фундаментальных разделов геологической науки, занимающейся выяснением состава, строения и, самое главное, происхождения осадочных и вулканогенно-осадочных образований, а также связанных с ними полезных ископаемых, установлением закономерностей их распределения в земной коре» (Тимофеев, 1987, с. 3).

Под литогенезом в те же годы большинство исследователей понимали совокупность процессов образования осадков (седиментогенез), превращения осадков в горные породы (диагенез) и последующего изменения осадочных пород (катагенез и метагенез) до превращения их в метаморфические.

Генетическое направление в литологии в 60–90-е годы развивалось весьма активно. Большого развития за рубежом достиг фациальный анализ. Благодаря работам Допплеса, Е. Мак-Ки, Р. Кинда, В. Крумбейна, Л. Слоса, С. Мюллера и других исследователей были выделены и охарактеризованы фации на площадях развития осадочных пород во многих регионах мира.

Классическая петрография осадочных пород в США, Европе, Англии в этот период достигла расцвета. Специфической особенностью в деятельности петрографов американской литологической школы, занявших лидирующее положение в науке, является обращение их к генетическим проблемам. В переизданных в 1970–1990-х годах и позже в работах крупнейших петрографов содержатся разделы, посвященные оценке влияния глобальных факторов на процессы седиментации (тектоники, климата, эвстазии и т. д.): Ф. Петтиджон (1957, 1964, 1987), В. Крумбейн и Л. Слос (1951), Г. Мильнер (1962), Р. Поттер (1964, 1987), Р. Сивер (1987) и др. То же можно отметить в работах представителей немецкой литологической школы, сформировавшейся позже: Г. Мюллер (1964, 1973, 1977), В. Энгельгардт (1960, 1973, 1977), Х. Фюхтбауер (1973, 1977), а также английской — М. Таккер (1965, 1988). Таким образом, в 1960–1990-е годы вещественное и генетическое направления были тесно связаны друг с другом и развивались сопряженно.

Мощным импульсом в развитии генетического направления в истории литологии послужило зарождение в ее недрах физической седиментологии. Ее идеологами стали представители американской литологической школы — Х. Блатт (1972, 1980, 1982), немецкой — Г. Э. Рейнек и И. Б. Сингх (1973), английской — Р. К. Селли, Э. Хеллем (1983), М. Р. Лидер (1986) и др. Они акцентировали внимание на физику седиментационных процессов, продуцирование, транспортировку и механизм извлечения осадочного материала, привлекая законы физики и химии, достижения гидромеханики, механики грунтов, геохимию изотопов, и создание фациальных моделей континентальных, шельфовых и океанических отложений, выводимых из содержательных аналитических исходных предпосылок.

В отечественной литологической науке проблемы восстановления обстановок осадко- и породообразования решались традиционными методами фациального анализа: Ю. А. Жемчужников, М. Ф. Викулова, Л. Н. Ботвинкина и др. Недостатком

этих работ в решении генетических вопросов был выбор в качестве главного объекта исследований осадочных пород, а не осадков. Теоретические аспекты седиментационных основ литологии с широким применением методов математического моделирования рассматривались С. И. Романовским (1988).

Таким образом, выявление конкретной взаимосвязи первичных признаков осадочных отложений с определенными параметрами среды вместе с дальнейшей конкретизацией ранее разработанных фундаментальных генетических понятий (генетический тип, фации, формации и др.) и созданием генетических классификаций для континентальных и морских отложений явилось предпосылкой к превращению генетического направления в литологии к 80–90-м годам XX в. в приоритетное. К 2000 г. важнейшим становится определение эволюции типов осадочного процесса, бассейнов осадко- и породообразования, формирования и размещения полезных ископаемых в земной коре.

Существо современной литологической науки отражают следующие проблемы (Тимофеев, 1987): проблема седиментогенеза, т.е. осадкообразования; проблема литогенеза, т.е. породообразования; проблема образования и размещения полезных ископаемых; проблема осадочных формаций (методика формационного анализа, выделение формаций и сравнительный их анализ); проблема эволюции осадочного процесса в истории Земли.

Проблема седиментогенеза включает в себя, по П. П. Тимофееву, решение таких задач: 1) определение типов бассейнов седиментации — континентальных (бессточные котловины, речные долины, озера, внутренние и континентальные моря) и океанических (окраинные моря и океаны); 2) выделение типов питающих провинций и оценка их влияния на состав осадков прилежащих и отдаленных от них осадочных бассейнов; 3) выяснение общих факторов, воздействующих на ход осадочного процесса: определение конседиментационного геотектонического режима, климата, влияющего на осадочный процесс в целом и в различных седиментационных бассейнах; 4) оценка вулканизма и гидротермальной деятельности, нарушающих режим осадочного процесса; 5) определение фациальных обстановок, их связи с крупными факторами: тектоническим режимом, климатом, петрофондом — и оценка общих закономерностей распределения и формирования минеральных и органических фациальных типов осадков; 6) оценка гидродинамики разных седиментационных бассейнов и газоводных растворов фациальных сред осадкообразования; 7) определение литодинамических обстановок осадконакопления и генетических типов осадков на основе динамических факторов седиментогенеза на континентальном и океанском блоках; 8) дальнейшая разработка основ генетического классифицирования осадков; 9) выяснение закономерностей формирования ряда полезных ископаемых, сингенетических с образованием осадка.

Таким образом, решение проблемы седиментогенеза сводится к выяснению общих вопросов генезиса, т.е. к возникновению закономерностей накопления осадков, связи осадконакопления с сингенетичным геотектоническим режимом, особенностями климата, гидрогеохимией и гидродинамикой среды осадконакопления в различных ландшафтных литодинамических обстановках.

Проблема литологии является еще более сложной. В решении вопросов породообразования большую роль играют генезис осадков и конкретные условия, в которых они сформировались.

В числе первоочередных задач в области литогенеза можно назвать: 1) выяс-

нение строения породного бассейна и состава отложений его слагающих; 2) оценку влияния фациальных обстановок и исходного вещества на процессы литогенеза; 3) выявление гидрогеохимического и гидрогеологического факторов, влияющих на литогенез; 4) оценку геотермического режима бассейна породообразования и его роли в процессах литогенеза; 5) выяснение закономерностей распределения рассеянного и концентрированного органического вещества в бассейнах породообразования и определение его влияния на процессы литогенеза; 6) установление закономерностей в перераспределении химических элементов в процессе литогенеза; 7) оценку влияния магматизма и гидротермальной деятельности как фактора преобразования осадочных пород.

IV. Планетарный этап. В 80–90-е годы XX–начале XXI в. в литологии произошли значительные перемены не только в фактологической и интерпретационной базах, но и в сознании геологов, ставших на путь качественного переосмысления кардинальных проблем литологии и методов их решения. Они были обусловлены мощным притоком информации за последние 20 лет в связи с исследованием (океанского) океанического блока Земли, расширившим географический фронт литологических исследований и увеличившим число геологических объектов изучения. Эти обстоятельства способствовали дифференциации литологии, отразившейся на терминологической базе этой науки.

В осадочной геологии конца XX–начала XXI в. созрела необходимость различать две самостоятельные, но неразрывно связанные друг с другом части:

седиментология (процесс накопления терригенных, биогенных, хемогенных и вулканогенных компонентов и формирование генетических и фациальных признаков). Седиментогенез реализуется в три этапа, или стадии: гипергенеза, мотогенеза и седиментации;

литология (литификация и процессы преобразования пород). Литогенез включает стадии диагенеза, катагенеза, метагенеза.

Организационно и практически процесс разделения литологии на седиментологию (науку об осадконакоплении) и литологию (науку о породообразовании) был зафиксирован на I Всероссийском литологическом совещании «Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса» в декабре 2000 г. в Москве.

Среди других проблем, составляющих существо современной литологической науки, П. П. Тимофеев (1987) назвал: образование и размещение полезных ископаемых; проблему осадочных геологических формаций (методика формационного анализа, описание, выделение и сравнительный анализ) и эволюцию осадочного процесса в истории Земли. Последнее иллюстрирует глобальный подход к сравнительному анализу процессов осадко- и породообразования.

В этот же период прозвучало важнейшее программное заявление о главной задаче литологии на длительный период (2000 г. и далее) — *это построение всеобъемлющей теории седиментогенеза и литогенеза*. Декларирование в 1980–1990-е годы идеи всеобъемлющей теории осадочного процесса в конце XX–начале XXI в. получило реальное выражение и воплощение в построении основ этой теории на планетарном уровне.

Развитию исследований на планетарном уровне способствовали успехи морской геологии, тесно связанные с внедрением в практику морских полевых работ новых методов. К их числу относится исследование с помощью спускаемых подводных обитаемых аппаратов (ПОА) «Пайсис», «Мир», «Альвин», «Сиана» и других вместе с

использованием высокоточных методов изучения дна океанов: монолучевых эхолотов (Сибим и др.), локаторов бокового обзора (Симарк, Глория) и т.д. Большое значение для познания процессов седиментации в планетарном масштабе имеют наблюдения из космоса, т.е. использование спутников для определения поступления и распределения осадочного материала и оценки рельефа ложа океана. К числу новых перспективных методов относится изучение водной взвеси (в морской и речной воде), аэрозолей (в воздухе) и криозолей (осадочного вещества, заключенного в морских льдах и айсбергах).

В ставших доступными для изучения глубоководных областях океана (5–6 км) были открыты в системе активных срединных океанических хребтов (СОХ) и областях заостроводужного спрединга поступления на дно океана больших масс вещества эндогенной природы (твердого, жидкого и газообразного); поступление многих элементов на дно океана оказалось во много раз выше, чем их содержание в составе речных взвесей.

Развитие высоких технологий позволило изучать современные осадки океанов на исключительно высоком уровне. Одним из приемов, используемых при этом, является непрерывность изучения по разрезу многих характеристик осадков: общей плотности, магнитной восприимчивости, теплопроводности, скорости звука, отражательной способности, содержания макро- и микроэлементов, что дало возможность надежного датирования и геохронологического контроля колонок донных осадков (радиоуглеродное датирование методом ускорительной масс-спектрометрии). Продолжают развиваться современные методы био-, эко- и литостратиграфии, магнитной стратиграфии, оптико-стимулирующей люминесценции, методы получения и интерпретации высокоразрешающей палеоклиматической информации.

Новый толчок к развитию теоретической литологии дало глубоководное бурение дна океана. Оно было начато в 1968 г. с судна «Гломар Челленджер» и продолжено судном «Джойдес Резолюшен». Пробурено более чем 1200 скважин, часть скважин прошла осадочную толщу океана и вошла в базальтовое ложе океана. Кроме изучения строения осадочной океанической толщи и ее состава, стало возможным восстановить неискаженную историю осадконакопления за последние 160 млн лет, физику, химию, биологию и геологию океана. Это сопровождалось возникновением новых разделов в геологии («Палеоокеангеология», «Историческая геология морей и океанов», «История колебания уровня Мирового океана») и подтверждалось интеграцией литологии с другими направлениями и науками, развитие которых может превратить их, в свою очередь, в фундаментальные и самостоятельные. Революционные идеи, появившиеся в литологии, позволяют говорить о появлении нового направления в литологии — литологии литосферных плит. Большие успехи в области осадочной геологии за прошедшее десятилетие сдвинули с мертвой точки теорию осадочного процесса и привели в конечном итоге к кардинальному пересмотру некоторых основополагающих положений теории литогенеза и возвращению к осмыслению положений этой теории, ранее выдвигаемых, но не получивших развития из-за отсутствия доказательной базы. В настоящее время трудно найти раздел или направление в литологии, где бы ни произошли дополнения или изменения ее частных или общих положений, установленных в предыдущие этапы развития. Более того, в последние годы обозначились ревизионные тенденции относительно ряда основополагающих положений теории литогенеза. В осадочном процессе были установлены новые закономерности, важность некоторых из них позволяет считать их

новыми историческими седиментационными законами. Одни из них проявляются на уровне всей планеты, другие — на уровне крупнейших мегаблоков Земли, третьи носят локальный характер. Некоторые из важнейших закономерностей, установленных в последние десятилетия, вышли за рамки эмпирических понятий, получили теоретическое обоснование, количественное подтверждение и четкую формулировку и могут считаться законами.

Для развития теории осадочного процесса сыграли большую роль установление влияния новых глобальных факторов, непосредственно определяющих ход осадочного процесса: явление спрединга и субдукции, обуславливающих развитие в океане осадочно-тектонического цикла, колебания уровня Мирового океана, приводящие к глобальным изменениям в осадочном процессе, установление единой системы широтных поясов планетарного характера с различным типом литогенеза в пределах каждого пояса. Главную единицу этой системы образуют глобальные широтные седиментационные зоны, в качестве составных частей которых выступают одноименные типы литогенеза континентальных и океанических блоков (Лисицын, 1976, 1991).

В пределах континентального блока в рассматриваемый период, в свою очередь, наместились определенные направления в исследовании осадочных пород. Одним из важных направлений является усовершенствование наших знаний в области изучения вещественного состава крупных надпорodных уровней организации вещества (осадочных формаций) путем «химизации» литологических объектов, позволяющих связать между собой геохимию, химию и минералогию осадочных формаций, что впоследствии позволит полнее судить о вещественном составе стратисферы в целом. В сфере геохимических исследований увеличивается спектр анализируемых химических элементов, включающих, кроме широко распространенных, редкие, малые, радиоактивные элементы, а также платиноиды, актиноиды и др.

В настоящее время в одну из важнейших научных дисциплин превратилась изотопная геология, изучающая возраст минералов изотопно-геохронологическими методами и природные процессы методами изотопной геохимии. Эти виды анализа стали широко внедряться в практику поисково-съемочных и прогнозно-минерагенических работ.

В осадочной геологии изотопно-геохронологический и изотопно-геохимический методы оказываются важнейшими при изучении бассейнов осадконакопления:

- 1) с помощью изотопно-геохронологических методов устанавливается возраст обломков минералов и по ним реконструируется возраст областей размыва;
- 2) изотопные характеристики обломочных пород дают возможность восстановить природу областей размыва;
- 3) изучение изотопных характеристик глинистых пород, карбонатов и фаунистических остатков позволяет определить соленость и другие свойства морских вод бассейнов, в которых происходило осадконакопление.

Таким образом, совокупность изотопно-геохронологических, изотопно-геохимических и классических методов фацеального анализа дает возможность полностью как восстановить обстановку внутри осадочного бассейна и в областях размыва, так и проследить их эволюцию;

- 4) изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические методы дают важнейшую информацию о диагенетических и постдиагенетических процессах, поскольку позволяют определить возраст и природу флюидных систем. Углубление знаний о природе осадочных бассейнов и происходящих в них процессах повышает качество

как проводимых в пределах этих бассейнов геолого-съёмочных работ, так и прогноза месторождений стратифицированных полезных ископаемых.

Новой фундаментальной проблемой в литологии, одинаково важной как для континентального, так и океанического блока, является изучение воздействия холодных флюидных напорных потоков (подземных вод, нефти, газов), влияющих на седиментационную систему и нарушающих экзогенные закономерности в ней.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте стратиграфический этап в развитии литологии.
2. Раскройте содержание петрографического и литологического (генетического) этапов развития литологии.
3. Дайте характеристику современного (планетарного) этапа развития литологии.
4. Расскажите о главных современных проблемах литологии.

Глава 2

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ОБ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЗЕМЛИ. ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКАЯ БАЗА. ПОНЯТИЕ ОБ ОСАДОЧНОМ ЦИКЛЕ: ЦИКЛЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ЛИТОГЕНЕЗА. ТЕКТОНО-ОСАДОЧНЫЙ ЦИКЛ

Имеющиеся учебники и монографии, посвященные в большей или меньшей степени теории осадочного процесса, датированы 60–90-ми годами XX в. К числу наиболее фундаментальных в этой области относятся «Основы теории литогенеза» Н. М. Страхова (1960–1962) и «Литология» В. Т. Фролова (1992–1993).

В конце XX–начале XXI в. в связи с «информационным взрывом» в области литологии и морской геологии обозначилась настоятельная необходимость в осмыслении огромного количества фактических данных, учете новых закономерностей, установленных в осадочном процессе на континентальном блоке и в океане, и переосмыслении некоторых основных положений теории литогенеза.

Одной из важнейших задач современной литологии является совершенствование и унификация ее понятийного аппарата. Отсутствие литологических понятий, имеющих фиксированный объем и содержание, стало источником терминологической путаницы и причиной бесплодных дискуссий. Следует отметить, что с течением времени разночтения в терминологических понятиях возрастают, а условия лавинообразного роста литологической информации приводят к их дефициту. Следовательно, в настоящее время необходимы: 1) логически стройная систематика геологических (литологических) понятий; 2) генерализация представлений о геологических процессах вообще и процессах осадко- и породообразования в частности; 3) развитие модельных представлений об осадочном процессе, математизация и формализация знаний; 4) четкая дифференциация терминов, используемых для конкретных литологических объектов и процессов осадко- и породообразования.

Только руководствуясь четкими методологическими критериями и корректной понятийной (терминологической) базой, можно овладеть возрастающим фактическим материалом в области осадочной геологии.

Исходными понятиями в теории осадочного процесса являются: литология, седиментология, литогенез, седиментогенез, диагенез, мотогенез, катагенез, метagenез, эпигенез, а также осадочный цикл и его стадии: циклы седиментогенеза и литогенеза, седилитогенез и тектоно-осадочный цикл. Большая группа терминов, используемая для обозначения геологических объектов в литологии, нуждается в определении или разъяснении: осадок, седиментиты, экзолиты, осадочные образования и др. Следует отметить появление новых терминов, которые применяются для катего-

рий осадочных отложений, выделяемых на генетической основе, например дебриты, грейниты, флюидизиты, турбидиты, а также для обозначения осадочных горных пород, перешедших под воздействием наложенных эпигенетических изменений разной генетической природы в другие классы горных пород: метагениты, туффизиты и др. Их использование довольно затруднительно без специального разъяснения содержания.

Ниже в этой главе приводится расшифровка главнейших терминов, как востребованных и получивших общее признание, так и менее известных или новых, необходимость в которых возникла сравнительно недавно. Многие термины объясняются в приведенном кратком терминологическом словаре.

К числу важнейших проблем седиментологии относятся создание единой генетической классификации осадков и развитие генетических основ учения о современных геологических формациях. Особые ее задачи — типизация седиментационных бассейнов на геодинамической основе и анализ условий заполнения осадками осадочных бассейнов (ОБ), находящихся в разных геодинамических обстановках, а также выделение в связи с этим индикационных рядов современных осадочных формаций для бассейнов с наиболее характерными геодинамическими обстановками (Романовский, 1996; Литодинамика и минералогия осадочных бассейнов, 1998). Решение седиментологических задач создает базу для подготовки и решения проблем литологии, включающих анализ поэтапного становления осадочных пород.

К числу проблем литологии относятся раскрытие сущности преобразования осадочных пород в связи с региональным погружением (фоновый литогенез погружения) и диагностика наложенных (вторичных) изменений, происходящих под влиянием множества факторов (наложенный или постседиментационный литогенез). Особыми задачами являются комплексное детальное литолого-фациальное изучение и формационный анализ осадочных образований.

В учении об осадочных образованиях в настоящее время укрепилась позиция ряда исследователей, аргументирующих необходимость выделения седиментологии и литологии, различающихся объектами изучения, специфическими методами исследования и кругом решаемых проблем.

Принимая позицию современных исследователей о выделении в осадочной геологии двух самостоятельных наук об осадочных образованиях, следует разобраться в содержании терминов «седиментология» и «литология», «седиментогенез» и «литогенез». Раньше в этом не было необходимости, ибо в 70–90-х годах XX в. большинство литологов представляли литогенез как «совокупность процессов образования осадков (седиментогенез), превращение осадков в осадочные горные породы (диагенез) и последующего изменения осадочных пород (катагенез и метагенез) до превращения их в метаморфические» (Справочник по литологии, 1983, с. 85).

Откорректированное в настоящее время понятие *седиментология* звучит таким образом — это наука об осадках и их образовании, т. е. о процессе взаимодействия поверхностных геосфер Земли (атмосферы, гидросферы, литосферы и биосферы), происходящем в условиях низких давления и температуры при участии организмов в зоне осадконакопления.

Термин *седиментогенез* следует рассматривать как совокупность процессов, протекающих на поверхности Земли и приводящих к возникновению новых осадочных образований — осадков. Этот процесс в целом осуществляется в три этапа: возникновение исходных продуктов путем разрушения материнских пород и другими спо-

собами (стадия гиергенеза), перенос осадочного материала (стадия мотогенеза), локализация осадочного вещества и формирование осадка (стадия седиментации). Последняя неудачно называется некоторыми исследователями стадией седиментогенеза. Совокупность названных стадий образует седиментационный цикл, или цикл седиментогенеза. Уместным также представляется выделение при анализе процессов современного осадконакопления в зоне осадкообразования *типов седиментогенеза* по климатическому принципу.

Литология — это наука об осадочных породах, а в более широком смысле — «наука о составе, строении, происхождении, размещении и использовании осадочных пород, или экзолитов» (Фролов, 1992, с. 8). По П. П. Тимофееву, «под современной литологией (генетической литологией) понимается один из фундаментальных разделов геологической науки, занимающейся выяснением состава, строения и, самое главное, происхождением осадочных и вулканогенно-осадочных образований, а также связанных с ними полезных ископаемых и установлением закономерностей формирования последних и их распределением в земной коре» (1987, с. 5). Нередко по сложившейся традиции литологию определяют как науку о современных осадках и осадочных горных породах. По А. П. Лисицыну, «литология — это наука о составе, структурах, текстурах и генезисе осадочных пород, включая и руды» (2001, с. 523).

Термин *литогенез* в настоящее время эволюционировал, и наряду с широким его пониманием (Справочник по литологии, 1983) существует и узкое. По П. П. Тимофееву (1978), под литогенезом понимается этап геологического развития пород со времени возникновения до полного преобразования, или, иными словами, литогенез — это процессы породообразования, происходящие на стадиях диагенеза, катагенеза и метагенеза вплоть до метаморфизма. Более детальное определение литогенеза дал О. В. Япаскерт в 2001 г. Литогенез рассматривается им как совокупность многофакторных процессов естественной историко-геологической эволюции флюидно-породной системы осадочного бассейна в стратисфере (т. е. ниже уровня гипергенеза и седиментации). При таком подходе литогенез включает в себя стадии диагенеза, катагенеза, метагенеза и зеленосланцевого метаморфизма.

Термин *цикл литогенеза* представляется возможным использовать для явления фоновое региональное литогенеза погружений. Он отражает поэтапное образование и преобразование осадочных пород и включает в себя стадию диагенеза (возникновение осадочной породы), катагенеза (стадию бытия осадочной породы в верхней части стратисферы) и метагенеза (стадию весьма значительных преобразований в глубоких горизонтах стратисферы).

Из изложенного выше следует, что термин *осадочный цикл* следует использовать для обозначения процессов осадко- и породообразования в целом. Осадочный цикл на континентальном и океаническом блоках реализуется принципиально по одной схеме. Однако осадочный процесс в океаническом секторе отличается максимальным количеством источников осадочного вещества, разнообразием типов седиментации и масштабностью (рис. 1). Составными частями осадочного цикла являются седиментационный цикл, или цикл седиментогенеза, с тремя стадиями образования осадков — гипергенеза, мотогенеза и седиментации, и цикл литогенеза со стадиями диагенеза, катагенеза и метагенеза (на океаническом блоке только диагенеза и катагенеза).

По-видимому, для общего названия процесса осадко- и породообразования также подходит термин *седилитогенез*, часто используемый В. Т. Фроловым (1992–1995).

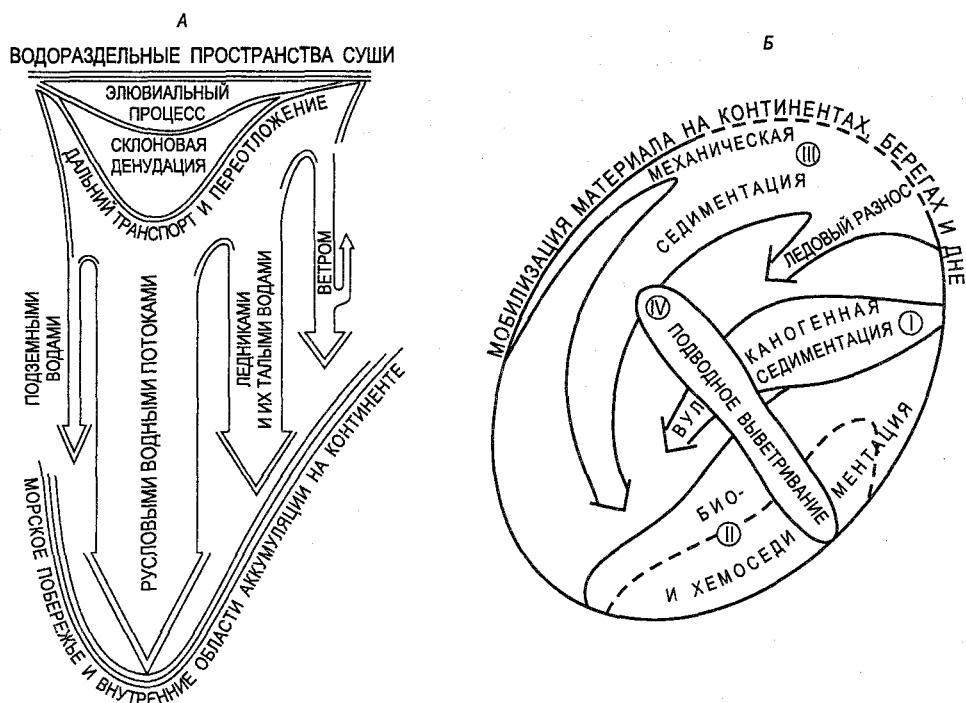


Рис. 1. Схемы основных способов формирования генетических типов континентальных (А, по Шанцеру, 1966) и морских (Б, по Фролову, 1995) отложений.

В последние годы в геологической литературе появились примеры использования термина *осадочный цикл* с иным содержанием, чем указано выше. Этот термин применен для раскрытия сущности глобального явления в океаническом блоке в связи с процессами спрединга и субдукции (Лисицын, 1974, 2001). При раздвиге океанического дна в зоне спрединга части океанических плит удаляются от области их зарождения и в ходе дальнейшего развития постепенно уходят от срединно-океанического хребта (СОХ) с одновременными погружениями базальтового слоя (рис. 2). Далее океаническая кора и залегающие на ней осадки опускаются под островные дуги (зона субдукции) и переплавляются, завершая таким образом тектоно-осадочный цикл (Лисицын, 1974). В результате переплавления материала океанической коры и осадочных отложений образуется средняя порода, отвечающая андезиту и более глубоким дифференциатам. Сформировавшиеся продукты вулканизма выветриваются и выпадают на дно океана, завершая предыдущий и начиная новый цикл океанической седиментации. Поскольку в реализации этого глобального явления главную роль играет тектонический фактор, формирующийся при этом мегациклит океанической седиментации уместно, по нашему мнению, назвать тектоно-осадочным циклом. Продолжительность такого цикла составляет 150–160 млн лет.

Главными объектами седилитогенеза являются осадки и осадочные породы, а также отложения, получившие название осадочных образований.

Осадок — это сложная и неуравновешенная физико-химическая система (частично биологическая), которая долгое время меняется за счет внутренних ресурсов

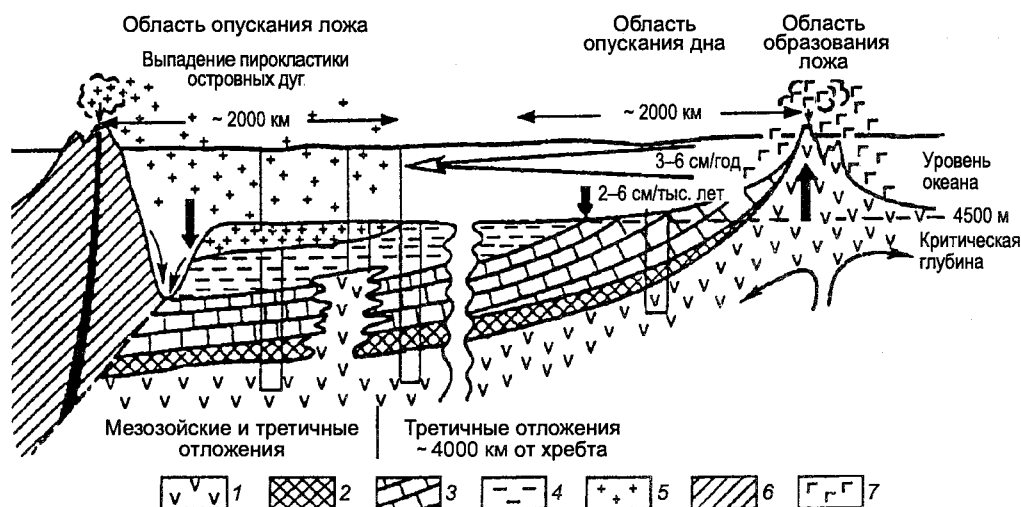


Рис. 2. Большой тектоно-осадочный цикл океанической седиментации (Лисицын, 1991, 2001) с дополнениями (см.: Фролов, 1992–1995).

1 — базальты ложа океана и эндафокластика; 2 — базальный слой металлоносных осадков (слой Бострема); 3 — карбонатные осадки; 4 — бескарбонатные осадки (красные глины ниже критической глубины карбонатонакопления (КГК), кремнистые); 5 — терригенные и пирокластические осадки краевой зоны; 6 — вулканическая область активной окраины; 7 — базальтовые пеплы.

вещества и энергии (химические и биологические процессы) и постепенно превращается в осадочную породу (Справочник по литологии, 1983, с. 25). Для обозначения осадков нередко используют термин «седиментиты» (от англ. sediment, лат. sedimentum, франц. и нем. sediment, также обозначающих осадок).

Научное определение осадочной породы в своих работах приводили некоторые известные литологи: Л. В. Пустовалов (1940), Н. В. Логвиненко (1984), В. Т. Фролов (1992–1995) и др.

Осадочной породой называют геологические тела, возникшие из продуктов физического и химического разрушения литосферы в результате химического осаждения и жизнедеятельности организмов или того и другого одновременно (Логвиненко, 1984, с. 18). «Под осадочной горной породой понимают геологическое тело, состоящее из минеральных или органических образований, а также их сообществ, сформировавшихся из отложившегося на поверхности суши или на дне водоема осадка и существующих в термобарических условиях, характерных для приповерхностной части земной коры» (Справочник по литологии, 1983, с. 7).

В настоящее время лучшим считается определение осадочной породы, данное В. Т. Фроловым (1992) (цит. по: Л. В. Пустовалов, 1940, с дополнениями): «Осадочными следует считать горные породы минерального или органического состава, возникшие на поверхности литосферы или вблизи нее и существующие при термобарических условиях, характерные для верхней части земной коры» (Фролов, 1992, с. 32).

Начиная с классических работ отечественных ученых 20–40-х годов XX столетия А. Н. Заварицкого, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Л. В. Пустовалова, Л. Б. Рухина, М. С. Швецова, Н. М. Страхова и их последователей, утвердилось представление о

том, что осадочные образования (осадки и осадочные породы) формируются под влиянием главным образом экзогенных факторов. В связи с этим для обозначения последних В. Т. Фролов предложил термин «экзолиты». Он указывал на существование геологических объектов, являющихся предметом литологического изучения, которые не прошли в своем образовании стадию седиментации, также они не были и осадками. Это продукты выветривания, рифы, конкреции и др. Для них им был предложен термин «осадочные образования» (1992–1995).

Однако в последнее время стало все более отчетливо проявляться влияние эндогенных факторов на процессы осадко- и пороодообразования. Оно нередко приводит к превращению осадочных пород в горные породы других классов. Номенклатура таких образований начинает только складываться.

Контрольные вопросы

1. Раскройте содержание следующих понятий: литология, седиментология, литогенез, седиментогенез, седилитогенез.
2. Дайте определение содержания осадочного и осадочно-тектонического, или тектоно-осадочного, циклов.
3. Определите основные геологические объекты, изучаемые в седиментологии и литологии.
4. Приведите примеры использования новых терминов в литологии и седиментологии.

Глава 3

МОБИЛИЗАЦИЯ И ПРОДУЦИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА. СТАДИЯ ГИПЕРГЕНЕЗА

Продуцирование осадочного вещества на континенте

Экзогенное продуцирование. Гипергенез. Термин «гипергенез» впервые был предложен в 1922 г. А. Е. Ферсманом. В общем цикле литогенеза стадия гипергенеза занимает двойственное положение. С одной стороны, она предшествует всем последующим стадиям литогенеза, участвуя в прогрессивной направленности его, с другой — дает начало регрессивному процессу, ведущему к деструктивным явлениям. В первом случае, по Н. М. Страхову (1960–1962) и Н. В. Логвиненко (1984), выделяются следующие этапы: 1) механического разрушения пород; 2) усиления процессов разложения (щелочные условия); 3) господства химического разложения, идущего в нейтральных и кислых условиях; 4) завершения химического разложения, образования свободных окислов. Регрессивный гипергенез состоит из трех этапов. Два протекают в земной коре: первый — скрытый гипергенез, или криптогипергенез; второй, развивающийся по мере приближения к поверхности Земли, — явный гипергенез, или идиогипергенез; третий реализуется на поверхности.

Большинство научных определений выветривания относится к поверхностному и в меньшей мере к подземному выветриванию. Л. Б. Рухин (1981) считал, что выветривание — это изменение горных пород на поверхности Земли или близко к ней под влиянием механических или химических воздействий воды, воздуха и организмов. Такое понимание выветривания ориентировано лишь на деструктивные процессы (супергенез или гипергенез). По определению Н. В. Логвиненко (1984), выветриванием называется «разрушение материнских пород под воздействием воздуха, воды, льда, изменения температуры и других физических и химических явлений, а также жизнедеятельности организмов» (с. 19). В действительности процесс выветривания понимается гораздо шире, чем декларируется в определениях и обозначается этим термином («действие ветра»). Он включает в себя все реакции, протекающие при взаимодействии между верхними слоями литосферы, гидросферы и атмосферы под влиянием солнечной энергии. По В. Т. Фролову (1992–1995), выветривание определяется как «открытая термодинамическая система механических, физических, химических и биологических процессов преобразования и новообразования горных пород и осадков в условиях поверхностной части литосферы», т. е. в условиях открытости системы (с. 33). Гораздо более конкретизированы продукты гипергенного изменения — коры выветривания, под которой в общем виде понимают совокуп-

ность горных пород верхней части литосферы, образовавшейся за счет разрушения и преобразования первичных горных пород на месте под воздействием физического, химического и биохимического выветривания. Согласно «Справочнику по литологии» (1983), кора выветривания — «это комплекс пород (элювиальных образований), возникших в приповерхностной части земной коры в результате преобразования в континентальных условиях магматических, метаморфических и осадочных горных пород под воздействием физических и химических (включая биогенные) процессов, связанных с выветриванием» (с. 244). В такой трактовке данное понятие использовалось В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом, Б. П. Полюновым, И. И. Гинзбургом, К. И. Лукашовым, А. И. Перельманом, А. П. Никитиным и др. Е. В. Шанцер (1966) под корой выветривания понимал топографически несмещенные продукты гипергенного изменения вещества материнских горных пород. Отмечая разнообразие процессов выветривания, он предложил назвать весь сложный комплекс превращений горных пород на поверхности Земли *элювиальным*, а процесс — *элювиогенезом*. Для обозначения генетического типа образований, возникших в результате выветривания разных типов пород и оставшихся на месте, т. е. топографически неперемещенных, большинством исследователей используется термин «элювий», реже — «элювиальный панцирь».

Верхней границей сферы гипергенеза является поверхность консолидированной суши, а нижняя совпадает с границей, где затухает процесс воздействия на субстрат фото- и хемосинтезирующей жизни. Граница совпадает с изменением физико-химических параметров среды (E_h и pH), с уменьшением содержания биогенного кислорода, резким угнетением процессов гидратации и гидролиза и конкрециообразования. Сокращение интенсивности гипергенных преобразований отмечается на глубинах в десятки, реже — в сотни метров, а в горных районах — на глубине в первые километры.

Среди кор выветривания на континенте выделяют два основных морфогенетических типа: площадные и линейные. Первые развиты регионально и могут образовывать покровы мощностью до 100 м. Вторые развиты локально, но мощность их может достигать 1000 м. Масштабы распространения кор выветривания позволяют рассматривать их как самостоятельную геологическую формацию.

В условиях суши в продуцировании осадочного материала важную роль играет поверхностный гипергенез, сопровождающийся формированием площадных кор выветривания. Происхождение, распространение, строение и мощность возникающих покровов выветрелых пород определяются в общем виде действием пяти главных природных факторов: количеством поступающей на поверхность солнечной энергии (Es) (соответственно климатом, обусловленным этой энергией, с которым связаны количество дождевой воды и характер биосферы), химическими и физическими свойствами атмосферы и гидросферы ($A + H$), составом и структурными особенностями трансформирующихся пород (R), энергией тектонических движений (Em) и длительностью выветривания (t). Интенсивность выветривания (Iw) является функцией приведенных величин и может быть выражена в виде

$$Iw = f(Es, (A + H), R, Em, t).$$

Чем выше температура, количество влаги и ее кислотные свойства, химическая неустойчивость экспонированных на поверхность пород и длительность воздействия, тем значительнее степень деструкции пород.

Продуцирование осадочного материала в корах выветривания и его масштаб определяются в первую очередь преобладающим воздействием климатического фактора. Климат — это и температура, и количество влаги, контролирующие все метеорологические процессы, от которых зависят направленность и масштабы выветривания. По климатическому принципу с учетом физико-химических особенностей процесса формирования продуктов выветривания можно выделить несколько климатических вариантов генетических типов элювия:

- 1) криогенный, или элювий ледовой, или нивальной, зоны;
- 2) хемоморфный, или гипергенный, или элювий химического разложения: *а* — холодной гумидной зоны, *б* — теплой влажной гумидной зоны, *в* — влажной тропической зоны;
- 3) термофракционный аридной и семиаридной зон.

Схема зональности глобального распределения кор выветривания по климатическим поясам и относительной мощности вертикальных зон вновь образованных продуктов выветривания в Северном полушарии была изложена Н. М. Страховым в 1960–1962 гг. в его работе «Основы теории литогенеза» (рис. 3).

В литологии неоднократно возобновлялись попытки переоценить содержание термина «гипергенез» и его объема. К числу удачных относятся утверждение В. Т. Фролова (1992–1995) о глобальности выветривания, постановке вопроса «выветриваются ли осадки?» (1994), положительный и аргументированный ответ на него. Другие попытки нередко приводят к появлению расплывчатых определений термина «гипергенез» или неоправданному расширению его объема, а также к тому и другому одновременно. Примером может служить определение, данное коллективом авторов ВСЕГЕИ (1998), которые под зоной гипергенеза понимают приповерхностную биокосную часть консолидированной земной коры, горные породы которой стремятся прийти в равновесие с окружающей средой, подвергаясь при этом воздействию как экзо-, так и эндогенных факторов (Михайлов, 2000). В соответствии с ним Б. И. Михайловым (2000) была создана типизация гипергенеза на генетической основе и выделены в сводном разрезе сферы гипергенеза следующие генетические типы: 1) поверхностный, 2) подземный, 3) подводный, 4) термальный. Каждому из них, по его мнению, свойственны определенные типы возникающих гипергенных тел и присущие этому типу породы и руды.

Поверхностный гипергенез. Он включает в себя комплекс процессов, происходящих на поверхности суши и проникающих вглубь. Формы гипергенных тел разнообразны: коры выветривания, инфильтрационные коры, рудные шляпы, кепроки, карстовые образования. В гумидных условиях при поверхностном выветривании возникают латеритные, гидроксидные марганцевые и железные руды, содержащие никель, кобальт, ванадий, элювиальные и карстовые россыпи платины, алмазов, золота, олова и других элементов, в аридных обстановках — сера, фосфориты, гипс, урановые руды и др.

Подземный гипергенез. В отличие от поверхностного, он не имеет связи с дневной поверхностью. Ему присущи иные гипергенные тела: зоны пластового окисления, кольматации, очаги подземного выщелачивания, слепые рудные шляпы, зоны движения нефтяных вод, угольные пожарища, сопровождающиеся образованием глиежа, клинкера, аммиачных квасцов, аммониевой селитры. При подземном гипергенезе возникают урановые, целестиновые, редкометалльные руды, хемаллиты, первичные каолины и т. д.

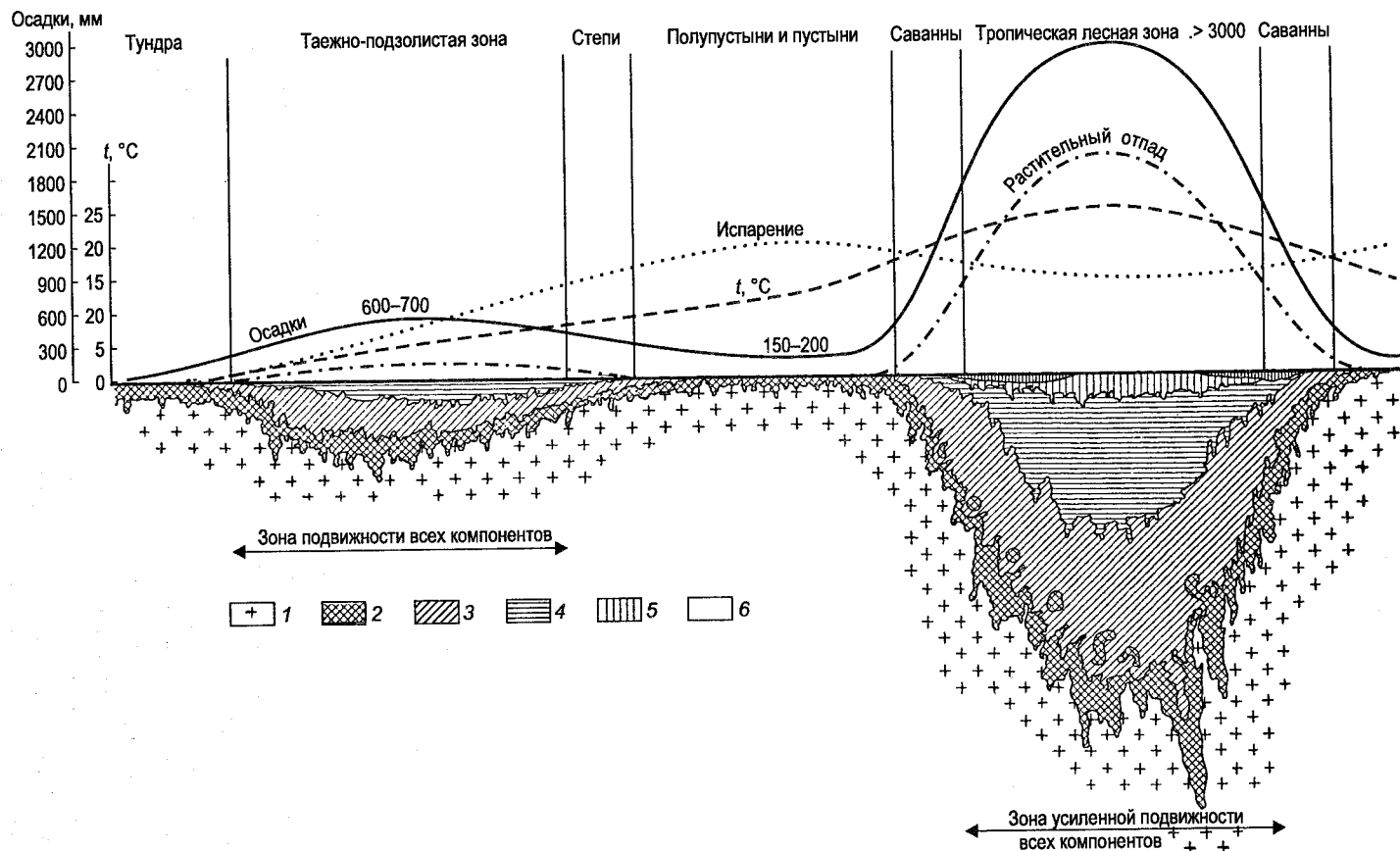


Рис. 3. Глобальный профиль суббазальной коры выветривания на тектонически неактивных площадях в Северном полушарии (31).
 1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически мало измененная; 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 — каолинитовая зона; 5 — охры, Al_2O_3 ; 6 — панцирь $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$.

Подводный гипергенез (гальмиролиз). Он происходит при взаимодействии морских вод с донными отложениями. Формы гипергенных тел разнообразны: гальмиролитические коры, подводные рудные шляпы, подводные панцири. Среди продуктов выветривания встречаются оксидные железистые руды, руды меди, цинка, свинца, золота, железо-марганцевые оксидные конкреции, бентонитовые глины.

Термальный гипергенез. Его формирование связано с проникновением в среду гипергенеза вод различной природы: артезианских, элизионных, ювенильных и др. Новообразованные гипергенные тела чрезвычайно многообразны: экзогидротермальные штоки, жилы, колонны, окна, котлы, гидротермальные коры, сольфатарные и фумарольные шляпы, гидротермокарстовые образования. С процессами термального гипергенеза связаны золото, серебро, никель, редкие и рассеянные элементы, урановые руды, железные шляпы, редкие земли, алунит, бирюза, кахолонги. Развивающиеся при термальном гипергенезе процессы близки по содержанию к явлениям, объединяемым некоторыми авторами терминами «гидротермально-вадозная теория генезиса древних кор выветривания», «гидротермально-метасоматические образования», «регрессивно-эпигенетические низкотемпературные изменения» (Михайлов, 2000, с. 40).

По нашему мнению, при выделении второго и в особенности четвертого генетических типов гипергенеза Б. М. Михайлов отходит от обязательного условия единства основания при выделении категорий и берет за основу чрезвычайно широкий круг явлений, смешивая воздействие типичных экзогенных процессов и процессов эндогенной природы и интрагенного характера, от подземных пожаров до воздействия ювенильных вод. Очевидно, для термального гипергенеза предпочтительнее использовать термин «наложенный гипергенный эпигенез», а для возникающих при этом образований разработать специальные методы их типизирования.

При выветривании горных пород (при его химическом варианте) минералы материнских пород изменяются и превращаются в минералы, устойчивые на земной поверхности, более сложные соединения становятся более простыми, реализуются процессы окисления и гидратации (переход закисных соединений в окисные, безводных в водные), а также гидролиз (полный распад минералов). Большое количество вещества переходит в коллоидные и истинные растворы. В корях выветривания происходят образование твердых фаз, остающихся на месте, и миграция возникших коллоидных и истинных растворов. В итоге в корях выветривания осуществляется первый этап акта фазовой дифференциации вещества на поверхности литосферы.

Материал кор выветривания в общем виде состоит из реликтовых минералов и новообразований, представленных главным образом глинистыми минералами и в меньшей степени окисными соединениями железа и алюминия. Они создают петрофонд, за счет которого формируются осадки. Состав петрофонда на примере каолинитовых кор выветривания мезозоя Украины иллюстрирует табл. 1. Степень устойчивости реликтовых минералов исходных пород при выветривании весьма различна (табл. 2). Реликтовые минералы исходных пород и их ассоциации, попадающие в разные осадочные образования, иллюстрирует табл. 3.

Наименее стойкими в продуктах каолинитовых кор выветривания являются сульфиды, органическое вещество, вулканический материал, железистые хлориты и нефелин. Сульфиды окисляются до оксидов железа, органическое вещество окисляется и выносится в растворенном состоянии, вулканокластический материал пре-

образуется и возникают полуторные окислы. Пепловые частицы замещаются аллофаном, галлуазитом, каолинитом, гиббситом.

Таблица 1. Состав каолининовой мезозойской коры выветривания на кислых и основных породах Украины

Номер зоны профиля	Зона (профиль)	Содержание главных минералов, %		Гранулометрический состав			
		Гипергенные	Реликтовые	Фракции, мм			
				>0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	<0,01
III	Зона конечных продуктов (каолининовая зона)	Каолинит, гидроокислы железа, 60-85	Кварц, акцессорные, иногда калиевый полевой шпат, 15-40	10-50	3-22	2-25	45-84
II	Зона промежуточных продуктов (гидрослюдисто-каолининовая зона)	Каолинит, гидроокислы железа, гидрослюда, 10-80	Кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, амфиболы, биотит, пироксен и акцессорные, 20-70	5-60	4-32	1-22	10-60
I	Зона дезинтеграции и начального выщелачивания (щебнисто-древянная зона)	Каолинит, гидрослюда, 3-80	Кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, амфиболы, биотит, пироксен и акцессорные, 80-97	30-70	3-30	1-2,0	3-25
0	Исходные породы	Кислые					
III	Зона конечных продуктов	Каолинит, гидроокислы железа и алюминия, 75-95	Кварц, акцессорные, 5-25	0,1-15	0,1-10	15-50	50-85
II	Зона промежуточных продуктов	Монтмориллонит, гидрохлорит, каолинит, гидрослюда, гидроокислы железа и алюминия, 60-85	Плагиоклазы, пироксены, кварц, акцессорные, иногда биотит, амфиболы, оливин, 15-40	0,1-1	0,1-30	10-45	30-85
I	Зона дезинтеграции и начального выщелачивания	Гидрохлорит, гидробиотит, гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, гидроокислы железа, 10-40	Плагиоклазы, биотит, пироксен, амфиболы, кварц, оливин, акцессорные, 60-90	0,2-1	0,3-15	7-40	6-50
0	Исходные породы	Основные					

Примечание. В корях выветривания некоторых разновидностей гранитов, где содержится много темноцветных минералов, в III зоне отмечено присутствие монтмориллонита, галлуазита, гиббсита. Однородные граниты (мелко- и среднезернистые) имеют большой диапазон фракций и образуют менее сортированный элювий по сравнению с порфировидными гранитами.

**Таблица 2. Относительная устойчивость минералов
при выветривании (и переносе) (Фролов, 1992)**

Устойчивость	Минералы	
	породообразующие	акцессорные
Весьма устойчивые	Кварц Лимонит Глинистые минералы	Циркон Турмалин Рутил Корунд Топаз Шпинель Дьюмортьерит Брукит Апатаз Гранаты (уграндиты)
Устойчивые	Мусковит Ортоклаз Микроклин Кислые плагиоклазы	Моноцит Ксенотим Эпидот Касситерит Сфен Флюорит Магнетит Ильменит Лейкоксен Гранаты (некоторые)
Неустойчивые	Средние плагиоклазы Пироксены Амфиболы Кальцит Доломит Глауконит	Апатит Барит Гематит Андалузит Ставролит Дистен Гранаты (Fe-Mn)
Очень неустойчивые	Основные плагиоклазы Биотит Гипс Ангидрит Сидерит Галит Сильвин	Марказит Пирит Пирротин Сульфаты железа и других металлов Оливин Фельдшпатоиды

Глауконит в нейтральной и слабокислой средах окисляется, различной степенью устойчивости характеризуются пироксены, моноклинные пироксены замещаются глинистым веществом и оксидами железа. Разрушение диопсида сопровождается образованием серпентина, кальцита, минералов группы эпидота, глинистого материала. К числу весьма нестойких минералов относится нефелин. Роговые обманки хлоритизируются, более устойчивы тремолит и актинолит. Среди хлоритов наименее стойки железистые разновидности. Пеннин и клинохлор преобразуются в гидрхлорит и далее в каолинит. Среди гранатов наиболее стойкий алмадин, менее устойчив гроссуляр, продуктами их выветривания являются глинистые минералы. Менее устойчивы, чем гранат (алмадин), сфен, эпидот, амфиболы. Группа мета-

морфических минералов (дистен, ставролит, sillimanит, андалузит) характеризуется примерно одинаковой степенью устойчивости. Дистен замещается каолинитом, ставролит-хлоритом и другими глинистыми минералами. Наименее стоек андалузит, который в конечном итоге замещается каолинитом.

Таблица 3. Реликтовые минералы материнских пород в осадочных породах (Казанский и др., 1994)

Кварцевые песчаники, кварцит	Аркозы, граувакки, полимиктовые песчаники	Глинистые, алевролитовые и песчаные породы	Карбонатные породы и эвапориты
Кварц*	Кварц*	Кварц*	Кварц*
Корунд	Гематит	Гематит	Барит*
Гематит	Ильменит	Рутил	Целестин*
Ильменит	Рутил	Циркон	Ангидрит*
Рутил	Магнетит	Апатит	Доломит*
Анатаз	Титано-магнетит	Пирит*	Стронцианит*
Брукит	Циркон	Марказит*	Лимонит*
Шпинель	Гранаты	Пирролюзит*	Гематит*
Хромит	Дистен	Лимонит*	Пирит*
Магнетит	Ставролит	Барит*	
Циркон	Серен	Сидерит*	
Альмандин	Цоизит	Родохрозит*	
Андалузит	Эпидот	Малахит*	
Дистен	Ортит		
Ставролит	Пироксены		
Эпидот	Актинолит		
Актинолит	Роговая обманка		
Турмалин	Биотит		
Моноцит	Хлориты*		
	Хлоритоид		
	Моноцит		
	Апатит		
	Барит*		
	Доломит*		

* Минералы, которые могут являться в этих породах новообразованиями.

К минералам средней и высокой степени устойчивости принадлежат сфен, анатаз, брукит, рутил. Сфен разлагается с образованием анатаза и лейкоксена. Пестрый спектр устойчивости имеют рудные минералы. Наиболее устойчив ильменит, переходящий при выветривании в лейкоксен, анатаз и оксиды железа; наименее — магнетит, преобразующийся в оксиды железа.

В зоне гипергенеза наиболее заметным процессом является стадийное изменение силикатов, при этом особое значение имеют преобразования полевых шпатов и слюд, составляющих более 50% массы минералов земной коры и около 30% массы минералов осадочных пород.

Полевые шпаты по составу принято делить на следующие группы (Барабанов, 1985):

- 1) калиево-натриевые —
санидин (K, Na) $[AlSi_3O_8]$,

ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$,
микроклин $K[AlSi_3O_8]$;

2) натриево-кальциевые —

плагиоклазы $(100-p)Na[AlSi_3O_8] \ pCa[Al_2Si_2O_8]$;

3) калиево-бариевые —

бариевый ортоклаз $(0-25)Ba[Al_2Si_2O_8] \ (100-75)K[AlSi_3O_8]$,

гиалофан $(25-75) Ba[Al_2Si_2O_8] \ (75-25)K[AlSi_3O_8]$,

цельзиан $(75-100) Ba[Al_2Si_2O_8] \ (25-0)K[AlSi_3O_8]$.

В природе широко распространены лишь калиево-натриевые полевые шпаты и плагиоклазы.

Устойчивость к выветриванию полевых шпатов различна. Среди плагиоклазов наиболее устойчивы кислые разности. Основные и средние легко разрушаются уже в нижних горизонтах профиля выветривания. Калиевые полевые шпаты также имеют в зоне выветривания различную устойчивость: ортоклаз разрушается быстрее микроклина, который считается наиболее стойким. Трансформация калиевых полевых шпатов сопровождается появлением одной из важнейших групп силикатных новообразований — глинистых минералов, главные из которых приведены в табл. 4 и 5.

Таблица 4. Полевые шпаты в корях выветривания
и главные новообразованные глинистые минералы

Исходные породы	Разрушаемый минерал	Новообразованные минералы	
		главные	второстепенные
Граниты	Микроклин	Каолинит	Монтмориллонит
Пегматиты	Олигоклаз	Галлуазит	—
Плагιοграниты	Олигоклаз, андезин	Каолинит	Монтмориллонит
Плагιοаплиты	Андезин, олигоклаз	Галлуазит, монтмориллонит	Монтмориллонит, каолинит
Амфиболиты	Лабрадор	Монтмориллонит	—
Лабрадориты	Лабрадор	Монтмориллонит	—
Габбро	Битовнит	Галлуазит, монтмориллонит	—

Состав новообразованных глинистых минералов в корях выветривания контролируется климатическими условиями и составом материнских пород.

В щелочных условиях в высоких широтах полевые шпаты и слюды превращаются в гидрослюда, в умеренной зоне средних широт развивается иллит (а), а в кислых условиях этот процесс заканчивается возникновением каолинита (б), который в тропическом и субтропическом климате разлагается с образованием свободных окислов алюминия и кремния (в). Схематически эти процессы записываются в виде следующих реакций:

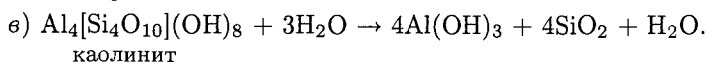
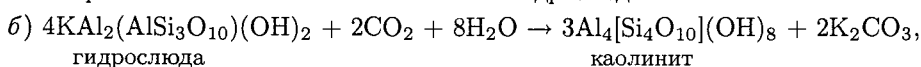
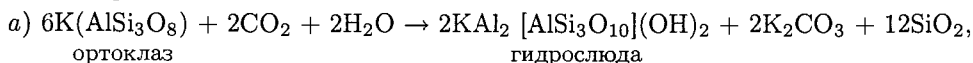


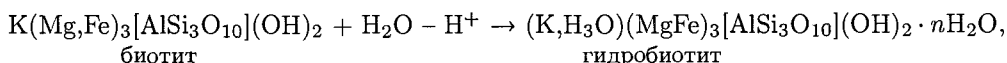
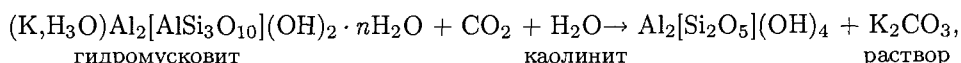
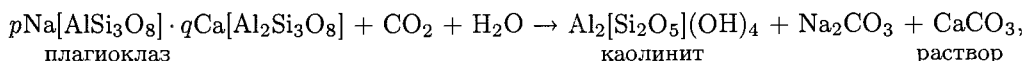
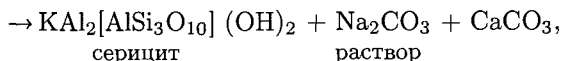
Таблица 5. Классификация кристаллических глинистых минералов (Фролов, 1992)

Тип структуры	Тип слоя, схема строения	a	d, Å	Группа	Подгруппа	Заполнение октаэдров — минералы	
						диоктаэдрические	триоктаэдрические
Слоистый	Диформный, или двухэтажный, 1 : 1	0	7,2	Каолинита—серпентина	Каолинита	Каолинит, диккит, накрит, галлуазит, аноксит	—
					Серпентина	—	Хризотил, антигорит, лизардит
					Бартьерина	—	Бартьерин, кронштедтит, тюрингит, гриналит, амезит
		9,2	Пирофиллита—талька				
	Триформный, или трехэтажный, 2 : 1	0,7–1,0	10,0	Слюд	Нормальных слюд	Мусковит, парагонит, фенгит	Флогопит, биотит
					Хрупких слюд	Маргарит	Клинтонит
					Гидрослюд	Иллит, серицит, глауконит	Гидробиотит
		0,6–1,0	15,5	Вермикулита	Вермикулита	Вермикулит	Вермикулит
					Монтмориллонита	Монтмориллонит, нонтронит, волконскоит, бейделлит	—
					Сапонита	—	Сапонит, гекторит, циннвальдит, медмотит
		0,6–0,9	12,5–15,5	Смектита			
Четырехэтажный, 2 : 1 : 1	Меняется	14,0	Хлорита	Хлорита	Донбассит, судоит, кукцит	—	
			Пеннита—клинохлора		—	Пеннин, клинохлор	
			Шамозита		—	Шамозит	
Цепочечно-слоистый	Трехэтажный, 2 : 1	Меняется	10,5 и 12,3	Пальгорскита—сепиолита		Пальгорскит	—
Смешано-слоистый			10,0–15,4		Упорядоченных	Ректорит (Сл-М), корренсит (Хл-Сп), тосудит	—
					Неупорядоченных	Сл-См, См-Хл, К-См, К-Хл, Хл-В, Сл-Хл-Сл и др.	—

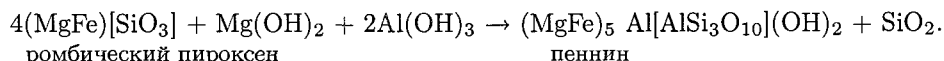
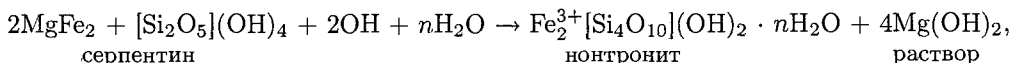
Примечание. Сл — слюда, См — смектит, Хл — хлорит, Сп — сапонит, К — каолинит, М — монтмориллонит, В — вермикулит; a — заряд слоя на $1/2$ элементарной ячейки, d — межплоскостное расстояние.

$$p\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot q\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8] + \text{K}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow$$

плаггиоклаз



Механизм выветривания по перидотитам и серпентинитам представляется следующим образом. При высоком окислительном потенциале в кислой обстановке ($\text{pH} = 4\div 5$) из серпентина выносятся Mg^{2+} , затем мигрирует Fe^{2+} , не выходя за пределы коры выветривания. Глинистые минералы чутко реагируют на состав реликтовых минералов в корах выветривания. В конечном итоге серпентин превращается в нонтронит, ромбические пироксены — в пеннин:

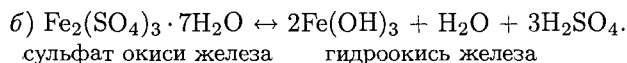
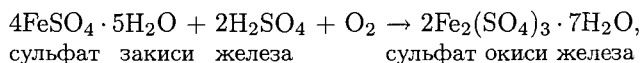
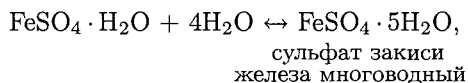


Железосодержащие минералы при выветривании окисляются и гидратируются, переходя в окиси и гидроокиси железа (процесс лимонизации) (Барабанов, 1985):

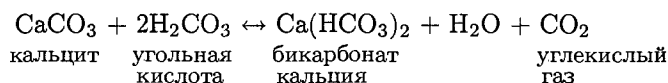

$$a) 2\text{FeS}_2 + 4\text{H}_2\text{O} + 7\text{O}_2 \rightarrow 2\text{FeSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}_2\text{SO}_4,$$

сульфид железа

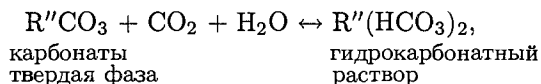
сульфат закиси
железа маловодный



29



или в общем виде



Степень устойчивости глинистых минералов в зоне гипергенеза оценивалась исследователями различно. По мнению некоторых исследователей, глинистые минералы в корях выветривания, кроме каолинита, неустойчивы. Широкое распространение различных кор выветривания (гидрослюдистых, каолинитовых, монтмориллонитовых), почв, глин и разных глинистых пород в поверхностной зоне земной коры, а также морских и океанических осадков свидетельствует об обратном. Конечно, не все глинистые минералы одинаково устойчивы. Вероятно, менее устойчивы смешанослойные минералы, но они являются переходными между основными каолининовыми, гидрослюдистыми и монтмориллонитовыми и демонстрируют, как происходит трансформация одних минералов в другие в различных природных условиях. Трудно оценить устойчивость всех глинистых минералов одновременно, так как они очень разнообразны, среди них широко развиты явления полиморфизма и изоморфизма (политипия), но глинистые минералы, образующиеся в зоне гипергенеза, устойчивы и представляют собой более выгодную в энергетическом отношении кристаллохимическую систему по сравнению с силикатами и алюмосиликатами эндогенного происхождения. Это в полной мере относится к каолиниту, в несколько меньшей степени — к гидрослюдам и монтмориллонитам. Но даже последние значительно более устойчивы по сравнению с алюмосиликатами эндогенного генезиса. В некоторой мере об устойчивости слюдистых и глинистых минералов свидетельствуют данные о их растворимости, приведенные в табл. 6.

Таблица 6. Количество минерального вещества, перешедшего в раствор после разных сроков взаимодействия минералов с растворителем

Минерал	Растворитель	Количество вещества, мг/л				
		Дни				
		5	25	50	100	200
Монтмориллонит	Вода	4,45	11,27	4,5		10,47
	Соляная кислота	51,28	78,04	110,14	124,56	102,91
	Лимонная кислота	38,11	58,00	75,87	89,89	109,28
	Фульвокислота	54,24	42,04	66,52	70,95	95,19
Биотит	Вода	10,05	4,17	5,90	34,46	27,38
	Соляная кислота	133,04	134,85	145,4	171,09	175,20
	Лимонная кислота	162,50	178,34	184,29	188,96	150,10
	Фульвокислота	82,37	95,36	108,42	113,22	118,44
Мусковит	Вода	28,15	—	—	23,72	24,77
	Соляная кислота	149,86	—	—	198,24	183,64
	Лимонная кислота	170,41	—	—	60,79	38,24
	Фульвокислота	119,36	—	—	143,11	145,33

Таким образом, в процессе выветривания могут возникать многочисленные парагенетические ряды совместного превращения:

ортоклаз → каолинит + опал, халцедон, кварцин;
плагиоклаз → гидрослюда + опал, халцедон, кварцин;
гидромусковит → каолинит;
биотит → хлоритизированный биотит → хлорит → гидрохлорит;
биотит → гидробиотит → иллит → каолинит;
биотит → гидробиотит → вермикулит → монтмориллонит → смешанослойная фаза;

магнетит → гематит → гидрогематит → гетит-гидрогетит-лимонит.

В результате процессов гипергенеза исходная материнская порода превращается в сложный комплекс новообразованных продуктов — в элювиальные продукты преобразования исходных пород: ортоэлювий, развивающийся по кристаллическим, магматическим и метаморфическим породам, и параэлювий, формирующийся по осадочным породам.

Эндогенное продуцирование осадочного вещества. В вулканическом процессе различают эффузивный и эксплозивный способы мобилизации вещества, а также гидротермальный способ продуцирования осадочного материала. Последний в формировании осадочного вещества не играет существенной роли. Лавы продуцируют его син- и поствулканично. Синвулканические образования возникают при фрагментации краев движущихся лавовых потоков при подводном или подледном излиянии лав и дальнейшем погружении обломков в карбонатный, глинистый, кремнистый или иной по составу материал. Они называются лавокластитам.

Лавокластиты (лавокластовые конглобрекции и брекции) часто залегают по фронту или флангам лав, образуя зоны шириной до первых сотен метров и мощностью до первых десятков метров, переходящие в монолитные лавы. Обломки лавокластитов характеризуются однородным составом (базальтовым, андезитовым и т. д.), широким диапазоном размеров частиц (0,1–1 м), отсутствием сортировки и слоистости, следами некоторой обработки их поверхности при термическом шоке или движении, конформностью или неполной отчлененностью от лавы части фрагментов, отсутствием следов выветривания.

Другим генетическим типом синвулканических образований являются гиалокластиты. Они возникают при подводной пульверизации лав (от соприкосновения горячей лавы с водой). Для них характерны неокатанная, угловатая форма обломков гиалокластов и черепковидный, уплощенный, округлый, каплевидный и скорлуповидный облик. Сортировка и слоистость отсутствуют. Размер фрагментов варьирует от 0,05 до 1–2 мм, состав однородный, часто базальтовый. Стекло гиалокластитов сидеромелановое неокисленное, прозрачное, нестойкое, подвергающееся процессам палагонизации (образование аморфного вещества желтого цвета — палагонита) и глинизации (появления смектитов и хлорита).

Эксплозивный способ мобилизации вещества имеет главное значение при вулканической деятельности. Термин «эксплозия» обозначает явление взрыва, сопровождающегося выбросами большого количества пирокластики и газа. Наиболее распространенным типом отложений при эксплозивной деятельности являются тефровые туфы. Это непереотложенные накопления вне шлаковых конусов, обычно с плащевой и веерной формой тел, содержащие различные по размерам, неокатанные, максимально остроугольные обломки.

Основные признаки всех синхронных извержениям отложений связаны с быстрой мобилизацией взрывом вулканокластического материала и практически мгновенно-

стью его отложений. Это обеспечивает невыветрелость материала, несмешанность обломков, их неокатанность и несортированность.

В результате процесса разжижения и последующего переотложения пирокластического материала фиксируется развитие особой группы осадков — тефротурбидитов. Повсеместное их распространение наблюдается с уменьшением активности вулканизма. Они характеризуются моновулканитовым составом обломков, развитием слоистости (преимущественно градационной), осадочного цемента, незначительной терригенной примеси (до 10%). В зависимости от типа и этапности магматизма выявлены тефротурбидиты кислого, основного и среднего составов. Тефротурбидиты пространственно тесно сопряжены с эксплозивно-обломочными образованиями, которые они замещают как по латерали, так и в вертикальном направлении.

Продуцирование осадочного материала на океаническом блоке

Несмотря на то что осадочный процесс на океанических частях плит отличается уникальными особенностями, существуют закономерности, общие для континентального и океанического блоков. В седиментационных звеньях осадочной системы (в океанах и на континентах) в реализации осадкообразования можно отметить общность в главных этапах развития осадочного процесса. В пределах океанического блока образование осадков можно представить себе, как и на континентальном, в виде схемы:

- 1) возникновение исходных продуктов,
- 2) перенос,
- 3) осаждение осадочного вещества,
- 4) возникновение и преобразование осадков и переход их в осадочные породы.

В денудационно-аккумулятивной осадочной системе, которой является океанический блок, в качестве специфического признака можно отметить максимально разнообразное количество источников осадочного вещества, которые могут быть объединены в три группы. Среди них можно назвать следующие: внешняя (экзогенная); внутренняя (интрагенная), включающая как экзогенные, так и эндогенные источники; космогенная.

Внешняя (экзогенная) группа источников осадочного вещества. В качестве самого крупного поставщика осадочного вещества в океанах выступает континентальный блок, являющийся единым внешним экзогенным источником по отношению к океаническому бассейну седиментации. В планетарном масштабе он воспринимается как часть единой седиментационной системы Земли. Его вклад в аккумулятивную океаническую часть системы чрезвычайно велик. В Мировой океан, по А. П. Лисицыну (1974), с континента ежегодно поступает 27 млрд т осадочного материала, в том числе: 22,6 млрд т, или 84%, — терригенного и глинистого, 2–3 млрд т, или 9%, — вулканогенного, 2 млрд т, или 7%, — биогенного и 0,5 млрд т, или 0,02%, — космогенного. Способы поступления материала и роль каждого из них характеризуются следующими данными. Из 84% обломочного материала речной сток дает 18,5 млрд т, или 70%, эоловый привнос — 1,6 млрд т, или 6%, ледник — 1,6 млрд т, или 6%, абразия берегов — 0,6 млрд т, или 2%.

В числе главных закономерностей в распределении осадочного вещества выступает зональность его поставки с континента в океан. Экваториальная гумидная зона

суши составляет 76% от общего твердого стока, умеренные гумидные зоны — 12%, на долю двух аридных и двух ледовых зон суши приходится также 12% от общего осадочного поступления.

Внутренняя (интрагенная) группа источников осадочного вещества. Она находится в пределах океанического блока. Генетическая природа их разнообразна. Это — экзогенные, эндогенные, интериогенные и другие источники.

Экзогенные источники осадочного вещества. Прежде всего в качестве экзогенного источника океана выступает океаническая кора. Как известно, она состоит из трех слоев (сверху вниз): первого — осадочного, второго — базальтового и третьего — сложенного породами ультраосновного и основного составов. Под достаточно маломощной океанической корой (до 5–10 км) находится мантия, отделенная от коры поверхностью Мохоровичича. Ряд исследователей исходят из четырехэтажного строения океанической коры, относя жидкую оболочку Земли — морскую воду океанов — к верхнему слою океанической коры, обладающему определенными физическими свойствами, скоростью звука, плотностью, оказывающими сильное влияние на результаты сейсмических, гравитационных и других геофизических измерений. Принадлежность океанской гидросферы к зоне осадкообразования не вызывает сомнений. В ней тесно переплетаются процессы продуцирования осадочного вещества, его транспорт и осаждение, что затрудняет раздельное их рассмотрение.

Мощность осадочного слоя океана колеблется в широких пределах: от 0 до 1–2 км. Средние значения мощности, по данным одних исследователей, оцениваются в 300 м, других — около 600 м. Осадочный чехол океана по своему стратиграфическому объему уступает осадочной оболочке континентов. Он включает верхнеюрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Их возраст и мощность закономерно убывают к СОХ.

Второй слой океанической коры составляют толеитовые базальты и продукты их дифференциации. Общей особенностью базальтов является сохранение их состава на огромных расстояниях в пространстве и во времени (до 150–160 млн лет). Это постоянство состава базальтов, по мнению А. П. Лисицына (1974), является одной из важнейших планетарных констант (с. 30). Возраст толеитовых базальтов локально изменяется закономерно от нулевых значений в СОХ (зон генерации океанической коры) до максимальных по периферии океана (150–160 млн лет).

Ультраосновные породы, залегающие под базальтами, выделены в третий слой, обнажающийся только в глубоких разломах дна.

Многие исследователи в качестве слоя называют водную массу океана, являющуюся, как и другие слои, источником осадочного вещества преимущественно биогенной и хемогенной природы. Все слои океанической коры выступают в качестве продуцентов осадочного вещества, при этом роль каждого из них в этом процессе чрезвычайно разнообразна.

Три твердые оболочки океанической коры являются субстратом, на котором развивается подводное выветривание. Оно проявляется повсеместно в форме механического, физического и биологического выветривания с преобладанием то одной, то другой форм элювиирования. Подводное биологическое элювиирование, происходящее на разных глубинах и нередко почти синхронное с седиментацией, приводит к образованию биоэлювия, разнообразного по мощности и составу. Материал подводного физического выветривания базальтов и их разновидностей известен в обнажениях коренных пород дна по склонам ущелий, каньонов и глубоководных

желобов, где возникают так называемый эдафогенный материал — продукт механического дробления базальтов, ультраосновных и других типов пород, а также разные развалы брекчий и конглобрекчий на других типах пород лавовых потоков, карбонатных панцирях и т. д. Достаточно широко в зоне придонных течений представлен подводный перлювий, развивающийся за счет перемива рыхлых или слабосцементированных отложений, выноса мелкозема и концентрации наиболее крупных фрагментов, например образования валунных мостовых.

Собственно химическое подводное выветривание, или гальмиролиз (с греч. гальмирос — соленый), на океаническом дне проявляется весьма широко и разнообразно, сопровождаясь образованием разных гальмиролититов. Известно проявление гальмиролиза в форме панциреобразования, различного по составу — известкового, доломитового, сидеритового, железо-марганцевого и т. д. Некоторые исследователи считают красные пеллагические глины продуктами глубокой химико-минералогической переработки и синтеза минералов, образующихся в условиях химического выветривания (Фролов, 1994, и др.).

Химическое преобразование базальтового субстрата океана продуцирует различные гальмиролитические компоненты. При подводном выветривании базальтов образуются глинистые минералы, железистые, марганцевые, фосфатные образования, карбонатные, цеолитовые и сульфидные минералы. Наиболее универсальным и информативным компонентом являются глинистые минералы, при этом наиболее важным продуктом преобразования базальтов — минералы группы смектита.

В базальтовых породах океанического дна отмечается широкое распространение триоктаэдрических смектитов (семейство Fe-Mg-сапонитов), ассоциирующих с селадонит-гидрослюдистыми минералами. При этом между Fe- и Mg-Fe-сапонитами и селадонитами существует целая гамма промежуточного состава, конечными членами которой являются Mg-сапониты и селадониты.

Кроме сапонитов, среди триоктаэдрических минералов отмечены керолиты (гидратированные тальки) и корренситы или корренситоподобные минералы.

Эндегенный источник осадочного вещества. Среди этого источника выделяются вулканический и гидротермальный. Среди интрагенных источников окислов особую роль играет водная масса океана.

В пределах ложа океана и окружающих его провинций выделяют такие типы вулканизма: 1) океанический рифтовый в рифтовых зонах СОХ; 2) внутриокеанических островов и подводных вулканов; 3) островных дуг и активных окраин континентов; 4) окраинных морей.

Океанический рифтовый вулканизм. Осевые зоны СОХ на всем протяжении являются ареной подводной вулканической деятельности. Рифтовый вулканизм океанов локализован на границе между раздвигающимися плитами. В рифтовых зонах преобладают лавовые извержения трещинного типа. Они формируют протяженные цепочки вулканических куполов высотой 200–300 м и длиной 2–4 км при ширине 0,5 км. Для глубоководных излияний характерны потоки подушечных лав (пиллоу-лавы) (см. рис. 2).

Вулканизм внутриокеанических островов и подводных вулканов. Он служит одним из важных источников поставки материала. Практически все острова и подводные горы внутренних частей океанов либо являются активными вулканами, либо были ими в прошлом. Они образуют линейные цепи островов и

подводных гор, сложенных щелочными базальтами, андезитами, трахитами, риолитами. Кроме щелочных базальтов, с островов-вулканов поступает пирокластический материал.

В развитии вулканов различается несколько этапов, или стадий. В I стадию, включающую образования щитового вулкана, изливаются толеитовые лавы. На следующей стадии лавовые излияния сменяются вулканическими взрывами. На заключительной кальдерной стадии наряду с толеитовыми базальтами изливаются щелочные базальты и происходят эксплозивные извержения.

Вулканизм островных дуг и активных окраин континентов. Современный подводный вулканизм островных дуг имеет преимущественно андезито-базальтовый состав. Среди их образований местами встречаются толеитовые базальты, близкие к океаническим. Большая часть вулканов островных дуг расположена по периферии Тихого океана, образуя «огненное кольцо». Для подводных и надводных вулканов островных дуг характерны породы от базальтов до дацитов. Извержение носит как катастрофический, так и эксплозивный характер. Океанический вулканизм в целом выступает как интрагенный источник эндогенной природы.

Общий баланс поставки материала из недр Земли за счет океанического вулканизма оценивается следующими цифрами:

- производительность всех вулканов рифтовой зоны, по минимальным оценкам, составляет $4 \text{ км}^3/\text{год}$. Согласно другим данным, в результате океанического рифтового вулканизма на дно океанов поставляется не менее 10 млрд т вулканического материала в год;
- общий объем вулканического материала, доставляемого на поверхность всеми активными вулканами типа «горячих точек» вулканических островов, достоверно не известен и вряд ли превышает $0,3\text{--}0,4 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. на порядок ниже, чем вулканов рифтовых зон;
- суммарный объем вулканического материала, поступающего в результате как излияния лав, так и катастрофических взрывов наземных и подводных вулканов островных дуг и активных континентальных окраин, значительно ниже, чем у вулканов СОХ, и вряд ли превышает $1,3\text{--}2 \text{ км}^3/\text{год}$;
- объем продуктов вулканизма окраинных морей пока еще достоверно не определен.

Особая роль как источника осадочного материала в океанах принадлежит гидротермальным растворам разной генетической природы. Они осуществляют поставку материала путем выноса химических элементов ювенильными флюидами из магматических очагов и путем подводной экстракции вещества из магматической оболочки при гидротермальной циркуляции на глубинах 1–2 км и выноса его на поверхность дна океана (рис. 4–6). Гидротермы распространены в Мировом океане на разных гипсометрических уровнях, чаще всего встречаются в рифтовых зонах СОХ и на их флангах. Специфика этого источника вещества в океане складывается из следующих его особенностей.

Гидротермы выступают как источники тепла, химических элементов и соединений, газов. Энергия теплового потока их, по данным Е. М. Емельянова (1998), оценивается в $5 \cdot 10^{19}$ калорий в год. По температурному параметру выделяется несколько типов гидротерм: высокотемпературные (более 300°C), среднетемпературные ($50\text{--}300^\circ\text{C}$), низкотемпературные (менее 50°C).

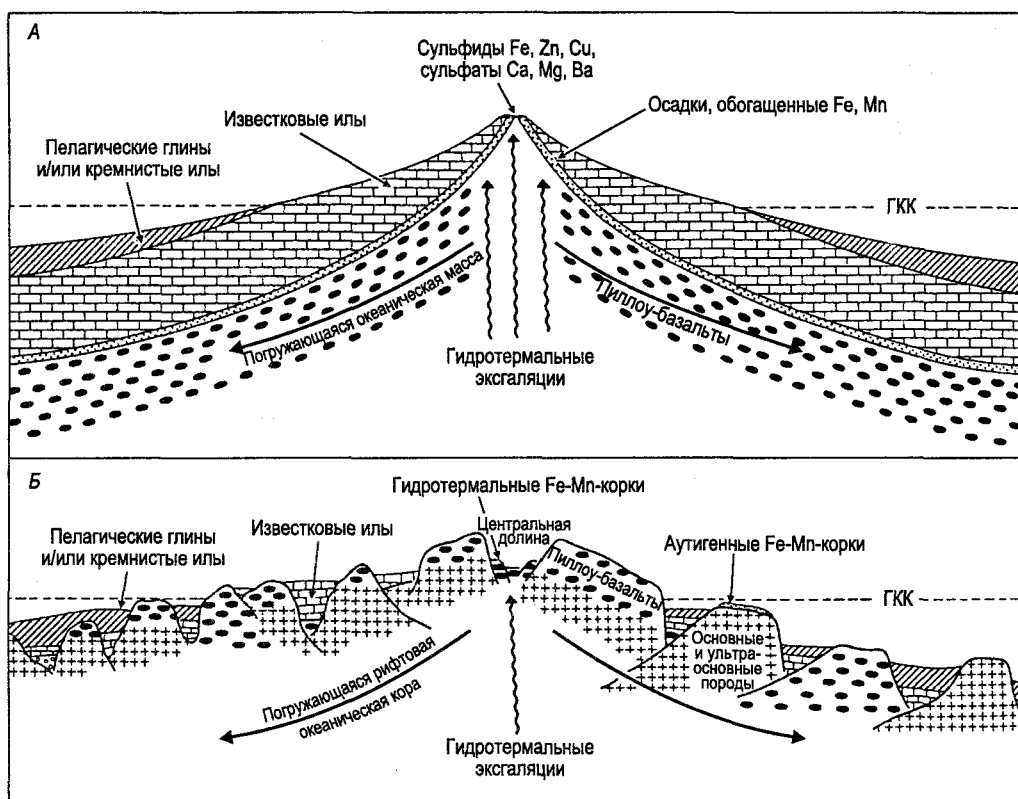


Рис. 4. Распределение осадков на хребте с быстрым спредингом типа Восточно-Тихоокеанского поднятия (А)

и на рифтованном хребте с медленным спредингом атлантического типа (Б).

Обращает внимание усиленное развитие базального слоя обогащенных Fe и Mn осадков, частично образованных за счет окисления сульфидов на быстроспредиговом хребте. Литифицированные корки на рифтовом хребте меняются от гидротермальных до аутигенных в ходе удаления от источников, действующих в осевой долине. Отмечается также отличие между двумя типами хребтов во взаимоотношениях изверженных пород с осадками и в распределении осадков: на хребте атлантического типа осадки залегают линзами на разных типах основных и ультраосновных пород. Смена фаций вниз по склонам хребтов контролирует ГKK. Масштаб не выдержан (Нешиба, 1991).

Поставка «строительного» материала для осадков гидротермами осуществляется в формах взвеси, растворов и в сорбированном виде. Соотношение формы поставок различно. В районах СОХ в зоне развития «курильщиков» вещество выносятся преимущественно в форме взвеси. Во взвеси черных курильщиков преобладает разный материал — халькопирит, пирротин, пирит, сфалерит, иногда встречается элементарная сера, силикатное вещество представляют тальк, железистый тальк и некоторые другие минералы, обогащенные железом и кремнием; белых «курильщиков» — силикатные компоненты. В газовой фазе гидротерм представлены CO_2 , H_2S (до 20–60 ммоль/л), CO , H_2 , CH_4 . Нередко диоксид углерода в свободном виде считают одним из основных газов субаквальных гидротерм. Интересно отметить, что углекислота, поступающая с газовыми эманациями, находится в разном фазовом состоянии в зависимости от P - T -условий: газообразном состоянии — «легкой» жид-

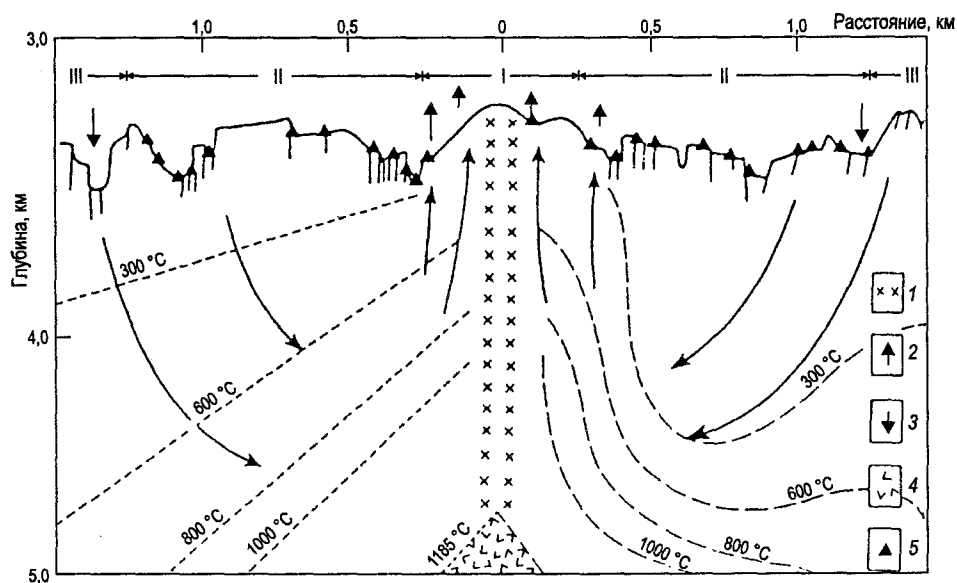


Рис. 5. Схематический разрез района гидротермального рудообразования в осевой зоне СОХ со средними и высокими скоростями спрединга на развитой стадии раскрытия океанического бассейна и температурные барьеры (Рона, 1986). Тектонические зоны: I — осевая вулканическая экструзивная, II, III — зоны активного растяжения: внутренняя и внешняя. 1 — магматическая интрузия; 2 — зоны гидротермальной разгрузки; 3 — зоны питания гидротермальной системы; 4 — магматическая камера; 5 — отложения массивных сульфидов. В присутствии H_2S при высокой температуре гидротермы выносят многие химические элементы, в первую очередь Cl, Na, Ca, K, Mg, SiO_2 , CO_2 (HCO_3).

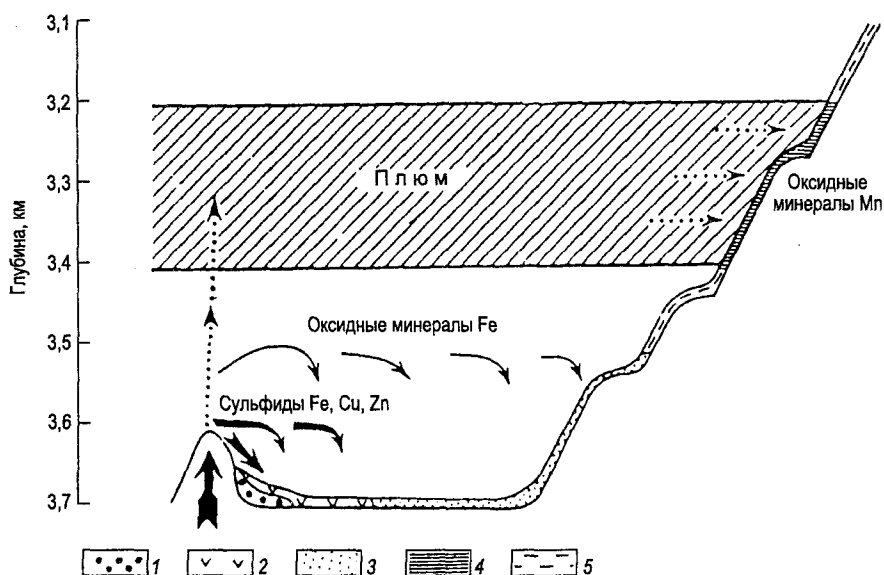


Рис. 6. Схема образования и распределения гидротермального осадочного материала (Лисицын, 1993). 1 — отложения «каменных» потоков; 2 — металлоносные осадки вблизи выхода гидротерм; 3 — удаленные металлоносные осадки; 4 — осадки, обогащенные марганцем; 5 — фоновые осадки.

кости (всплывает на поверхность водной среды) и «тяжелой» жидкости. Последняя погружается на дно и повышает агрессивность нижних горизонтов океанических вод.

В присутствии H_2S при высокой температуре гидротермы выносят многие химические элементы и компоненты: Cl, Na, Ca, K, Mg, SiO_2 , (HCO_3) , Mn, Fe, Cd, Ni, Zn (Батурин, 1993), а также являются источниками Li и в меньшей степени Ba, Rb, Cu. По расчетным данным Е. М. Емельянова (1998), поступление лития в гидротермальном процессе в океан в 10 раз больше, чем с речными водами, бария больше в 2–4 раза, а Ca и Si составляют $1/3$ от привноса их реками.

Таблица 7. Химический состав гидротермальных растворов
(по данным разных авторов, приведенных в работе Лисицына, 1993)

Компонент	Единица измерения	ВТП, 21° с. ш.	ВТП, 13° с. ш.	Гора Осевая, хр. Хуанде-Фука	Хр. Эксплорер	Впадина Гуаймас	Галапагосский рифт	Атлантический океан	Океанская вода
Na	г/кг	9,9–11,7	12,9–15,1	11,1	–	10,9–11,8	–	13,432	10,67
K	”	0,91–1,01	1,16–1,31	–	1,7–1,8	1,18–1,92	0,73–0,74	968	0,383
		0	0						
Mg	”	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	”	469–834	2200–2750	260	1680–1730	1040–1660	985–1610	1040	409
SiO_2	мг/кг	937–117	1320–1390	900	470–890	560–830	1320	1070–1100	9,6
Cl	”	17,3–20,5	26,2–32,4	18,8	20,4	20,6–22,6	–	23,36	19,18
H_2S	”	224–285	–	180	57–77	130–204	327	198–204	0
Br	”	–	93	–	–	–	–	–	–
Li	”	6,2–9,2	4,8–5,4	3,6	5,5–5,6	4,4–7,5	4,8–7,9	–	0,19
Rb	”	2,3–2,8	1,2–1,6	4,2	4,8	4,9–7,35	1,15–1,8	–	0,11
Sr	”	5,7–8,5	15,3–20,6	14,5	12,5	14,0–22,0	7,6	9	7,7
Ba	”	4,8–13	4,7	2,5	0,9	1–5,8	2,4–5,8	–	0,20
Fe	”	42–136	53–103	2,2(872)	0,56–3,1	0,95–10	–	103–119	0,00006
Mn	”	38–55	44–86	24(195)	14–15	7,0–19	20–63	26,5–28	0,000012
B	”	5,4–5,9	4,9–5,3	49 000	–	16,8–18,6	–	–	4,5
Zn	мкг/кг	2600–6900	–	<100	5–72	6,5–2600	–	–	0,65
Cu	”	1–2800	–	–	1–11	1,3–70	–	–	0,45
Al	”	110–140	–	–	–	0,11–2,5	–	–	1,0
Ag	”	0,11–4,1	–	–	–	1,1–5,2	–	–	0,002
Cd	”	1,9–20	–	–	–	4,1–135	–	–	0,1
Pb	”	38–74	12	186	–	–	–	–	0,002
Co	”	1,3–13	–	–	–	0,3	–	–	0,0028
As	”	2,2–34	–	–	–	21–80	–	–	2
Se	”	5,7	–	–	–	6,5	–	–	0,2
Be	”	0,09–0,33	–	–	–	0,11–0,82	0,10–0,33	–	0,00018
U	”	0	0	–	–	–	–	–	3,0
Ce	нг/кг	500–1700	1900–4000	–	–	–	–	–	1,36
Nd	”	140–500	1100–2100	–	–	–	–	–	5,52
Sm	”	30–140	180–620	–	–	–	–	–	1,02
Eu	”	50–280	400–900	–	–	–	–	–	0,28
Cd	”	40–90	150–340	–	–	–	–	–	1,56
Dy	”	30–70	80–240	–	–	–	–	–	1,75
Er	”	20–36	30–100	–	–	–	–	–	1,76
Yb	”	22–34	30–100	–	–	–	–	–	1,90
Температура, °C		273–375	317	37	25–306	50–315	20	350	2–3
pH		3,3–3,8	3,3–7,6	6,18	4,62–7,26	5,85–5,90	–	3,6–5,02	7,8

Примечание. ВТП — Восточно-Тихоокеанское поднятие.

Таблица 8. Среднее содержание химических элементов в металлоносных осадках различных районов Мирового океана (по данным разных авторов, приведенных в работе Лисицына, 1993)

Элемент	11–14°	10°	14°	20°	21°	42°	Красные глины	
	с. ш.	ю. ш.	ю. ш.	ю. ш.	ю. ш.	ю. ш.	Тихий океан	Индийский океан
	ВТИ							
CaCO ₃	14,3	80,0	71,0	51,0	53,7	74,0	—	—
Si	16,83	7,10	4,38	3,94	3,60	4,11	—	—
Al	4,77	1,06	0,32	0,35	0,60	1,07	81	7,3
Mg	1,72	1,98	1,44	1,29	1,38	1,60	—	—
Ti	0,29	—	—	—	0,09	—	0,53	0,42
Fe	12,79	6,25	12,79	19,50	27,87	17,08	6,0	5,0
Mn	2,65	1,39	4,17	5,83	8,60	5,54	1,5	1,2
Cu	335	379	568	948	704	765	307	260
Zn	371	168	342	436	296	467	238	—
Pb	52	—	—	—	87	—	66	56
Co	110	80	66	73	73	68	185	73
Ni	245	261	328	499	532	372	412	205
Ba	4000	9000	5000	2300	2100	5800	—	—
V	238	—	—	—	741	—	126	97
Zr	—	—	—	—	—	—	174	139
Li	—	—	—	—	—	—	45	55
Au	0,02	0,008	0,012	—	—	—	—	—
Sb	5,9	1,9	1,9	5,0	13,8	—	—	—
As	49	142	249	266	306	—	—	62
Mo	146	—	—	—	125	—	56	11,5
Cd	1,73	—	—	—	47	—	—	—
Ga	—	—	—	—	—	—	18	21
Yb	—	—	—	—	—	—	—	5,3
Y	—	—	—	—	—	—	—	138
I — отношение Fe + Mn/Al, II — отношение Fe + Mn/Ti								
I	—	—	—	—	—	—	1,0	0,85
II	—	—	—	—	—	—	46	15

Примечания. CaCO₃–Mn даны в процентах, Cu–Cd — в $n \cdot 10^{-4}\%$; данные пересчитаны на ББВ (бескарбонатно-бескремнистое вещество). 1–8 — литературные источники: 1 — Черкашев, 1990; 2, 3 и 6 — Kunzendorf et al., 1984; Walter, Staffers, 1985; 4 — Muller et al., 1985; Walter, Staffers, 1985; 5 — Деков, 1994; 7 и 8 — Лисицын и др., 1987.

Химический состав гидротермальных растворов, а также их температурные и щелочно-кислотные параметры иллюстрирует табл. 7; для металлоносных осадков донных отложений, обогащенных эксгальционнм веществом, состав и некоторые модули приведены в табл. 8.

Гидротермальные флюиды, выходящие на поверхность дна океана, обычно неоднородны. Они являются смешанным еще до выхода на поверхность дна раствором, состоящим из кислого высокотемпературного восстановительного раствора, обогащенного металлами, и щелочного низкотемпературного окислительного раствора. Возникающие в результате гидротермальной деятельности рудные и нерудные постройки становятся, в свою очередь, при подводном выветривании дополнительным

источником эдафогенного материала; окисленных сульфидов Fe, Cu, Zn; оксидов и гидроксидов Fe, цинкита, гидроцинкита, опала, барита, гипса, ангидрита и др.; коллоидов Fe, Mn, Al-Fe-Si и др.

У выходов гидротерм формируются уникальные биоценозы, создающие дополнительный источник органического материала.

Водная масса предстает как один из главных продуцентов осадочного вещества биогенной природы. Океаны — это область обитания живых существ. Они предоставляют почти в 80 раз больше пространства для жизни организмов, чем наземный мир. В поверхностном слое океанической воды обитает фито- и зоопланктон. Среди первых главную роль играют диатомеи и силикофлагеллиты. Диатомеи имеют размеры от 10 до 100 мкм, преобладают в холодных водах. Силикофлагеллиты обитают преимущественно в теплых водах, размер их особей от 25 до 500 мкм, и по продукции они могут превышать диатомовые водоросли. Зоопланктон представляют мелкие животные — гетеротрофы: копеподы, эвфаузиды, криль, хетогнаты, моллюски.

Морская вода служит источником кальция, кремния, фосфора и других элементов, используемых организмами для построения своих раковин и скелетов. В качестве организмов-породообразователей, способствующих возникновению кальция, выступают моллюски, водоросли, иглокожие, губки. Больше всего кальция накапливают члены группы фораминифер — мелких зоопланктонных организмов пелагических провинций океана. В теплых водах господствуют их растительные формы (умеренные и тропические широты). В осаждении кальцита значительную роль играют кокколитофоры. Из кремнезема строят свои раковины и скелеты диатомовые водоросли и радиолярии. Последние имеют внутренний скелет сферической формы, отсюда их название — радиолярия (в пер. с лат. «лучик»).

В океане в слое фотосинтеза ежегодно продуцируется 110 млрд т биогенного вещества. По данным А. П. Лисицына (1974, 1991), на дно Мирового океана осаждается и фиксируется 1,411 млрд т/год биогенного материала, в том числе биогенного CaCO_3 — 79,4% от его поступления, т. е. 1,079 млрд т, аморфного SiO_2 — 37% от его продукции, или 0,172 млрд т, и органическое вещество (ОВ) углеводорода — 0,4% от исходного, продуцируемого в слое фотосинтеза ОВ, т. е. 0,85 млрд т $\text{C}_{\text{орг}}$, или 0,16 млрд т ОВ.

Морские воды выступают и как источник материала в процессах хемогенного карбонатакопления, соленакопления и других продуктов хемогенной природы. В водной массе океана идет синтез вещества, присутствующего в виде коллоидов с положительным (коллоиды окислов железа, алюминия, хрома, циркония) и отрицательным зарядом (коллоиды кремнезема, свинца, ртути, двуокиси марганца, глинистые и др.). Таким образом, происходит образование части железных руд, бокситов, глинистых минералов и т. д.

В качестве интрагенного источника выступает в значительной мере обезличенная водная взвесь, входящая в состав вод океанов и морей.

Интеригенные источники осадочного вещества. Кроме рассмотренных ранее типов продуцирования, существуют и другие типы поставки осадочного вещества, роль которых недостаточно изучена. К одному из них принадлежат грязевулканическая деятельность, сопровождаемая поставкой вещества в твердом, жидком и газообразном состояниях, и глиняный диапиризм, особенно сопровождаемый формированием ядер протыкания. Этот способ поставки осадочного вещества не относится ни к экзогенному, ни к эндогенному типам и, по-видимому, может быть выде-

лен в особый интериогенный (от англ. interior — внутренность), т. е. внутренний, тип продуцирования осадочного вещества со своеобразным способом транспортировки и осадкообразования. Грязевулканические формы представлены сопочными брекчиями, в бесструктурной массе которых наблюдаются комки и обломки аргиллитов разных размеров в виде окатышей, а также обломки известняков и песчаников угловатой формы.

Глина сопочной брекчии сложена слабоориентированной агрегатной массой глинистых минералов. В ее составе преобладают иллит и смешанослойный глинистый минерал типа иллит-сметит. В подчиненном количестве присутствуют каолинит и хлорит. Из минеральных примесей встречаются кварц, биотит и мусковит. Глина насыщена растительным детритом, ожелезненным и пиритизированным.

В сопочных брекчиях иногда содержатся кристаллогидраты (крупные и мелкие кристаллы белого цвета), непрозрачные, размером в поперечнике 4,5 см. Существование газогидратов свидетельствует об активном движении газовых флюидов из недр осадочного чехла.

Космогенные источники осадочного материала — атмосфера и космос. Атмосфера является средой, через которую осадочный материал проникает во все районы Земли. Состав и содержание этого материала определяются различными факторами: направлением и скоростью ветра, влажностью, количеством атмосферных осадков и др. В составе аэрозолей по генезису выделяются следующие элементы: почвенные, вулканические, морские солевые, космические и антропогенные. Первые постоянно присутствуют в атмосфере, и их содержание достигает 300 мкг/м^3 , вторые — эпизодически, третьи — спорадически, роль четвертых незначительна, а пятых — постоянно возрастает. Одним из важных компонентов атмосферы являются водяной пар и капли влаги, содержащие растворенные соли и газы. В газовой фазе главная роль принадлежит кислороду и углекислому газу.

Небольшую роль как источник осадочного материала играет материал космической природы: метеоритный, тектитовый и импактный. Общий вклад космического материала оценивается, по разным источникам, от 5–7 тыс. до 10 млн т/год.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте стадии гипергенеза: поверхностный, подземный и подводный.
2. Что служит исходным материалом для образования осадков и осадочных пород?
3. Дайте определение кор выветривания и оцените их палеографическую информативность.
4. Охарактеризуйте процесс глинизации кор выветривания и состав глинистых образований в разных генетических типах элювия.
5. Какие способы продуцирования осадочного вещества вам известны? Расскажите об эффузивном и эксплозивном типах продуцирования.
6. Перечислите источники осадочного вещества в аккумулятивной океанической осадочной системе.
7. Дайте характеристику экзо-, эндо- и экзогенно-эндогенных источников осадочного вещества в океаническом блоке.

Глава 4

СТАДИИ МОТОГЕНЕЗА И СЕДИМЕНТАЦИИ

Стадия мотогенеза

Содержанием стадии мотогенеза является транспортировка осадочного вещества различными способами. Миграция вещества охватывает всю поверхность Земли. Пути миграции имеют разные направления — они перекрещиваются, поворачивают вспять. Результирующим является направление от водоразделов к долинам, от континентов к океанам или в общем виде с более высоких гипсометрических уровней на более низкие.

Первая проблема, возникающая при анализе транспортировки осадочного вещества, заключается в том, является ли она самостоятельной стадией или нет.

Н. В. Логвиненко (1984, с. 17 и 28) рассматривал транспортировку и седиментацию как единую стадию. На с. 17 он называл «перенос и осаждение вещества» стадией седиментогенеза (образования осадков), а на с. 28 отмечал: «Вслед за выветриванием и параллельно с ним происходит перенос и осаждение вещества — образование осадков. Перенос и осаждение — два последовательных процесса, две стороны одного и того же явления — осадкообразования».

Однако, хотя перенос часто очень трудно отделить от седиментации, они все же принципиально отличаются, и необходимо рассматривать их отдельно. Так, Н. М. Страхов (1960–1962) считал целесообразным выделять четыре стадии формирования осадочных пород: седиментогенез (состоящий из трех этапов: мобилизации, переноса и осадкообразования), диагенез, катагенез и протометаморфизм. Некоторые геологи (Г. Ф. Крашенинников, В. Г. Фролов и др.) считают, что перенос — это самостоятельная стадия, именуемая мотогенезом, которая несет большую геологическую информацию. Доказательством этого служат черты, принципиально отличающие мотогенез от седиментации.

1. При переносе транспортирующая сила превосходит силу тяжести и покоя, а при осаждении — наоборот. Сила тяжести достаточно часто выступает непосредственно как переносящая сила (на склонах и т. д.) или косвенно, обуславливая течение воды под уклон.

2. Раздробление вещества способствует переносу, но препятствует осаждению.

3. Чрезвычайно важным процессом при переносе является механическое и химическое отделение менее подвижных компонентов переносимого материала от более подвижных, т. е. появляется возможность их разделения — зарождается механическая и химическая дифференциация осадочного вещества. Помимо этого, при пе-

реносе происходит механическая обработка переносимого обломочного материала, главным образом его окатывание.

4. В стадию мотогенеза могут возникать новые химические соединения, способные образовывать твердую фазу. Такие компоненты, возникшие при переносе, Л. А. Пустовалов (1940) назвал «мотогенными».

5. В стадию мотогенеза осуществляются достаточно очевидные минеральные преобразования. Особенно заметны изменения глинистых минералов. Они подвергаются как деструктивным, так и конструктивным процессам. Так, высокая скорость транспортировки аллотигенных глинистых минералов в твердом стоке рек приводит: 1) к механическому измельчению; 2) изменению их форм; 3) уменьшению доли удлиненно-пластинчатых чешуй; 4) разрушению минералов с низкой степенью устойчивости (галлуазит, сепиолит, палыгорскит). При транспортировке глинистых минералов происходят также процессы химической природы: вынос части межслоевых катионов; обогащение обменного комплекса кальцием и водородом; заполнение октаэдрических структурных слоев трехвалентными катионами; уменьшение содержания алюминия в тетраэдрических сетках. В целом деградационные процессы и особенности химических изменений различных глинистых минералов на стадии мотогенеза (транспортировки) весьма существенно зависят от их первичной природы, расстояния от областей сноса и дальности переноса. В итоге же ограниченность во времени и высокая степень динамичности среды мотогенеза определяют относительно низкую степень изменения глинистых минералов.

Таблица 9. Изменение состава терригенных минералов песчано-алевритовых фракций современного аллювия (Казанский и др., 1994)

Минералы, содержание которых увеличивается	Минералы, содержание которых уменьшается	Изменение
Циркон, рутил, сфен, лейкоксен, силлиманит	Гранат, пироксен моноклиальный, микроклин	Отчетливое
Ильменит, дистен, андалузит, пирит, цоизит (?), турмалин (?), кварц, глауконит	Пироксены ромбические, амфиболы, хлоритоид, апатит, хлорит, обломки пород, ортотлаз	Менее отчетливое
Эпидот, щелочные амфиболы, слюды, магнетит, обломки кремнистых пород		Неясное

В стадию мотогенеза происходят изменения обломочных минералов. Основная часть транспортируемого материала переносится водной средой (речной, озерной,

морской). В табл. 9 и 10 приведены результаты наблюдений над стойкостью терригенных минералов для аллювиальных условий (на примере рек гумидной умеренной климатической зоны Русской платформы) и в зоне волнений морского бассейна.

Таблица 10. Схема устойчивости минералов в зоне волнения
(Казанский и др., 1994)

Относительно более устойчивые	Относительно менее устойчивые
Циркон	Пироксены
Рутил	Амфиболы
Турмалин	Гранаты (?)
Моноцит	Апатит
Сфен	Микроклин
Ильменит	Плагиоклазы
Кварц	
Кремнистые обломки	
Слюда	
Эпидот	

Осадочный материал, поступающий в конечные водоемы стока, до попадания его на дно и до образования донного осадка подвергается различным способам транспортировки — флювиальной, эоловой, криогенной и др. Большое значение имеет изучение взвеси осадочного вещества, разделяющейся по характеру среды, заключающей взвешенные частицы, водную взвесь — воздушную или эоловую (аэрозоли) и ледовую (криозоли).

Водная взвесь в реках. Известно, что реки переносят осадочный материал в растворенном виде (в виде коллоидных и истинных растворов), во взвешенном состоянии, сальтацией и волочением. Речная взвесь играет значительную роль в поставке осадочного материала. В устьях крупнейших рек (Ганг, Инд, Хуанхэ и Амазонка) концентрация взвеси колеблется от 1200 до 10 000 мг/л, определяя в таких участках высокие (более 100 Б) и сверхвысокие скорости седиментации (более 1000 Б). Количество взвеси в реках обуславливается прежде всего климатической зональностью. Минимальная мутность (менее 50 мг/л) характерна для рек тундры и тайги, для лесостепных и степных зон она колеблется от 50–150 до 150–500 мг/л соответственно. Большое влияние на объем взвеси рек оказывает характер рельефа и геологического строения водосбора. Резкий перепад высот повышает содержание взвеси в горных реках до 500 мг/л. В результате исследования взвеси в крупных реках Сибири (Обь и Енисей) были определены главные закономерности в ее распределении на площади эстуариев этих рек и разрезах водной толщи в прилегающих к устьям названных рек акваториях (Шевченко и др., 1996). У р. Обь максимальная концентрация взвеси отмечена в верхней части эстуария — от 11,7 до 69,3–115,3 мг/л. Концентрация взвеси в поверхностном слое по мере повышения солёности от 4,86 до 16,88‰ уменьшается от 11,85 до 4,83 мг/л. В открытом море вблизи места впадения реки наблюдается максимальное количество взвеси. В разрезе водной толщи открытого моря по содержанию взвеси установлена отчетливая стратификация: в поверхностном слое оно колеблется от 0,31 до 0,84 мг/л, под скачком плотности снижается до 0,10–0,24 мг/л и увеличивается до 1,03–9,71 мг/л в 10 м от дна. Концентрация во взвеси

$C_{\text{орг}}$ последовательно уменьшается: в верхней части эстуария Оби она составляет 900–4100 мкг/л, у впадения в море резко снижается до 330 мкг/л, а в открытом море — до 100–160 мкг/л. Рассмотренные закономерности в целом справедливы и для р. Енисей.

Таким образом, концентрация взвеси убывает с увеличением солёности на барьере река–море за счёт осаждения материала, переносимого реками. Содержание $C_{\text{орг}}$ уменьшается в поверхностном слое в направлении эстуарий–открытое море.

Взвесь осадочного материала в морях и океанах. В настоящее время изучено несколько десятков тысяч проб осадочного материала из водной взвеси, не только рек, но и морей и океанов с различных глубин до 10 тыс. м.

В региональном масштабе в пределах океанического профиля содержание взвеси сильно варьирует: в шельфовой зоне колеблется от 1 до 10 мг/л, в области континентального склона и подножия — от 1,1 до 1 мг/л, а в пределах абиссальных равнин составляет 0,1–0,5 мг/л.

При попадании осадочного материала терригенной природы в условия, переходные между сушей и морем, и в морские бассейны судьба его различна. Часть его концентрируется в переходной зоне и локализуется, и это сопровождается образованием разнообразных групп переходных фаций: лагунных, лагунно-заливных, дельтовых и др. В данной ситуации стадия мотогенеза носит геологически кратковременный характер и последовательно сменяется стадией седиментации.

Терригенный материал, *перескочивший барьер суши–море* и испытавший на первом этапе стадии мотогенеза различные виды транспортировки (флювиальный, эоловый, криогенный и т. д.), попадая в водную среду конечного водоема стока, вступает во *второй этап*. Он протекает в водной среде со сложной гидродинамической обстановкой, где терригенный материал, в свою очередь, в условиях водной среды характеризуется разными способами перемещения.

В *прибрежной части шельфа* (до глубины 30 м) на транспортировку осадочного материала оказывают влияние волны, течения и приливно-отливные процессы, а также вихри разной природы.

С волновыми процессами на шельфе связано развитие вдольберегового течения, направленного вдоль береговой линии или под углом к нему, и прибойного (нагонного) течения. Перемещение терригенного материала осуществляется как отдельными зёрнами в виде взвеси, так и сплошным придонным слоем толщиной от десятков сантиметров до 1–1,5 м. Скорость вдольбереговой транспортировки достигает в морях 2–2,9 км/ч, а дальность переноса — нескольких сот километров и более. Например, в Черном море в штиль в слое 0–25 м переносится до 4,4 тыс. т осадочного вещества в сутки (Лисицын, 1974). Для прибрежной части шельфа в местах поступления значительного количества обломочного материала вблизи берега в водной массе установлено высокое содержание взвеси, дифференцирующейся по крупности зёрен. Важную роль в транспортировке материала и вертикальном распределении в водной массе взвеси играют турбулентность среды и развитие вихрей с вертикальной осью близ устьев крупных рек.

Во время штормов нередко происходит взмучивание уже отложившегося осадка и переход его во взвесь, а при затухании шторма — локализация ее в виде донного осадка. Иными словами, в образовавшейся водно-осадочной системе происходит неоднократное периодическое чередование состояний мотогенеза и седиментации.

Средней и внешней частям шельфа присущ вертикальный характер транспортировки терригенного материала. Здесь распределение взвеси контролируется положением скачка плотности — термоклина, играющего роль «жидкого дна» и главного фактора вертикального состояния взвеси. На границе его наблюдается сосредоточение взвеси, а вдоль нее она распространяется далеко в море в виде «облаков», языков и шлейфов.

Большой интерес представляет собой механизм переноса и извлечения вещества из среды малой плотности, получивший название *нефелоседиментация*. Отложения, главным агентом накопления которых является процесс гравитационного осаждения материала (как терригенного, так и биогенного) из водной взвеси малой плотности, называют нефелоидными, нефелоидами или нефелоидитами. Механизм их образования можно представить в следующем виде:

1) на барьере река–море и над бровкой шельфа формируется придонный мутный слой;

2) на внешнем крае шельфа этот слой прорывает гидродинамическую преграду и в виде мутных потоков по долинам и каньонам, а также в виде ламинарных потоков по склонам направляется к подножию материкового склона. Подводные «облака» взвеси установлены во многих местах материкового склона и пелагиали океанов;

3) в гидродинамически относительно спокойной обстановке пелагиали мутный поток трансформируется и в виде придонного нефелоидного слоя распространяется на сотни и тысячи километров.

Такие потоки осадочного вещества могут достигать мощности в несколько метров и иметь концентрацию взвеси более 10 г/л. Объем переносимого вещества над шельфом может достигать 1,2 млрд т/год. В разрезе потоков устанавливается определенная стратификация. При глубине в 20 м, по Allison et al. (1995), наблюдались сверху вниз: мутные сильно обогащенные взвесью воды (мощность 0–18 м); горизонт с резким возрастанием концентрации взвеси (лютоклин; пер. с англ. слова «лютит» — ил); подводный илистый поток (мощность 1,5–2 м); стационарный жидкий ил (или прослой плазменного ила; мощность около 0,5 мм); вязкий осадок. Таким образом, на краю шельфа большая часть поступающего материала уходит ниже поверхности циркуляционной системы и вступает в систему промежуточных и глубинных вод, а еще ниже — в систему придонной циркуляции. Следует отметить, что представление о значительной роли в перемещении материала в глубинных и придонных водах контурными и придонными течениями приобретает все большее подтверждение. Циркуляция глубинных и придонных вод по направлению большей частью противоположна циркуляции верхних слоев.

Континентальный склон и подножие. В отличие от предыдущих обстановок здесь главную роль играют процессы гравитационного перемещения с верхних гипсометрических уровней на нижние. Континентальный склон и подножие представляют собой крупномасштабную транспортно-аккумулятивную систему, где областью транспортировки осадочного вещества выступают верхние и средние участки склона, а областью аккумуляции — основание склона и подножие (рис. 7). Транспортировка вещества осуществляется следующими путями: 1) по склону (без концентрации в каньонах); 2) по системе каньонов и подводных долин (канализированная система переноса). На первом этапе перемещение материала происходит при небольшом разбавлении водой осадочного вещества целыми блоками (обвалы и оползни), а на втором — при возрастающем разжижении материала в виде дебризных, зерно-

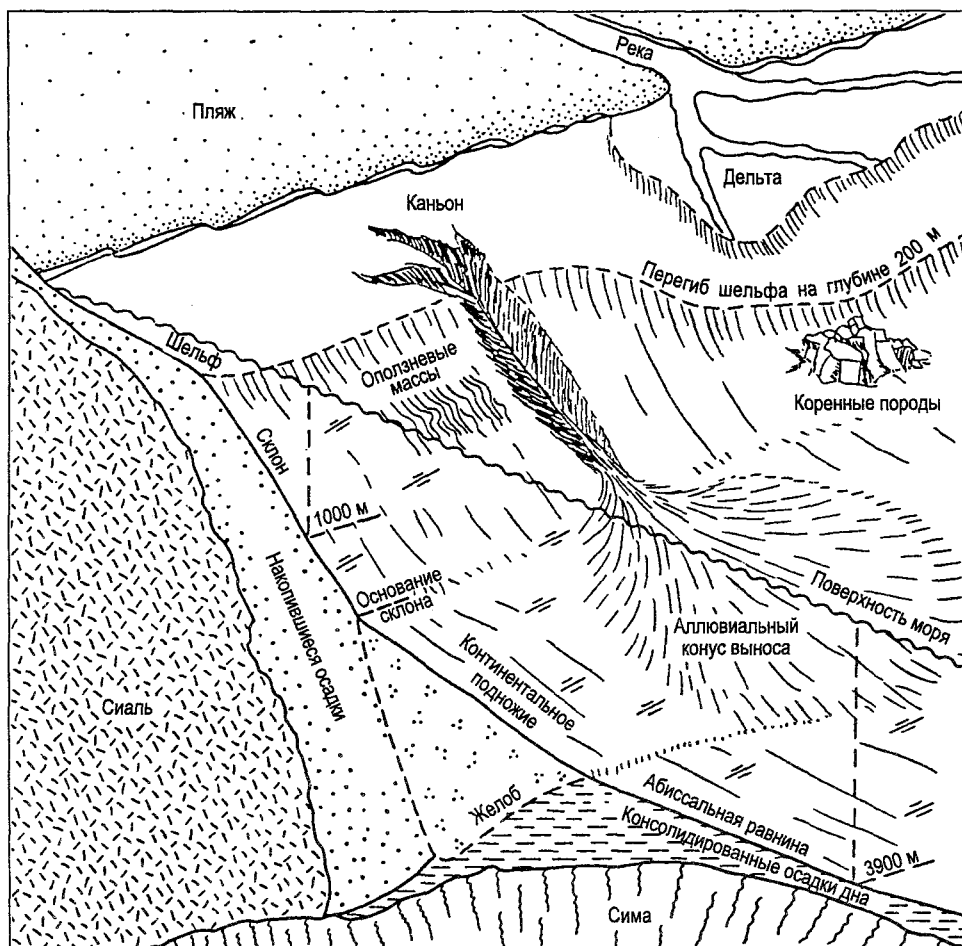


Рис. 7. Транспортировка и аккумуляция отложений автокинетических потоков на континентальном склоне и подножии (Хворова, 1989).

вых и турбидных потоков, связанных определенной последовательностью — сукцессией.

Дебризные, зерновые и турбидные потоки, получившие название автокинетических, или гравитационных, отличаются по плотности, механизму удержания частиц во взвеси и характеру движения. При этом один и тот же поток может в процессе движения переходить из одного типа в другой или поток одного типа может иметь комбинацию разных режимов перемещения материала. Дебризные потоки представляют собой пастообразную пластично-вязкую субстанцию, перемещающую скрепленные пелитовым материалом крупные обломки. Скорость их колеблется от 10 до 100 см/с, а длина перемещения — до 250 км (Хворова, 1989). Зернистые потоки представляют собой движущуюся массу водонасыщенного песка и гравия. Основным механизмом удержания частиц в потоке считается давление, создаваемое столкновением зерен. Турбидные потоки являются главным, весьма динамичным транспор-

тирующим агентом переноса материала. Обычно взвесь, перемещаемая турбидными потоками, состоит из смеси песка, алеврита и глин. Среди них выделяют «нормальные» потоки с плотностью 0,025–3 г/л и высокоплотные (флексотурбидиты) с концентрацией взвеси 50–250 г/л.

Пелагическая область океанов. Специфика этой части океана заключается в том, что перемещение осадочного вещества определяется сложной системой течений. По данным гидрологии, в нее входят: поверхностная циркуляция, состоящая из циклонической и антициклонической систем; система промежуточных вод (50–200 м); циркуляция глубинных вод (1–2 км) и циркуляция придонных вод (3–5 км).

Обломочный материал, поступающий в область пелагиали, также до попадания в донные осадки проходит стадию взвеси. Средняя концентрация гидрозолей в пелагиали составляет 0,1–0,5 мг/л. Содержание взвеси контролируется в поверхностном слое климатической и циркумконтинентальной зональностью, проявляющейся в повышении концентрации при приближении к континенту, и вертикальной батиметрической зональностью, выражающейся в общем уменьшении количества взвеси с глубиной.

Характерной особенностью пелагиали является доминирование вертикальных потоков осадочного вещества. Обломочный материал попадает сюда с размером частиц менее 1 мкм. Известно, что, по закону Стокса, такие частицы могли бы достигать дна через сотни и тысячи лет. Таким образом, для этих долгоживущих частиц стадия мотогенеза значительно растягивалась бы во времени. Однако современны-

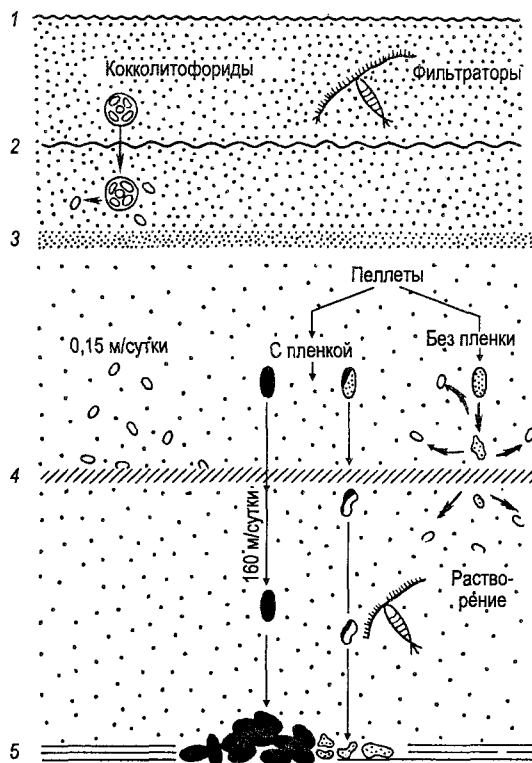


Рис. 8. Механизм биологического осаднения в океане.

1 — слой наибольшего развития фитопланктона и детрита в океане, область развития кокколитофорид и фильтраторов — копепод; 2 — глубина, на которой обычно происходит распад кокколитофорид на отдельные пластинки после гибели организмов (средняя скорость осаднения частиц кокколитов — 0,15 м/сутки); 3 — область наибольшего скопления детрита — слоя скачка плотности (детрит показан точками); 4 — максимальная глубина проникновения кокколитов при осаднении «частица за частицей»; 5 — донные осадки. Абсолютные значения массы выпадения комков составляют 650 шт./м²/сутки (Лисицын, 1991).

ми исследователями установлен механизм, обеспечивающий перевод таких частиц в донные осадки, получивший название *биофилтрация*, а для частиц взвеси — наличие в их судьбе *биогенного этапа мотогенеза*. Этот этап характеризуется тесным сродством обломочных частиц с биогенным материалом в форме пеллет, а сама система осаждения обломочного материала в виде пеллетных комков получила название *биофилтрационной* (Лисицын, 1974, 2001).

В качестве организмов-фильтраторов выступают ракообразные, копеподы, эвфаузииды (криль), рачки, а также коловратки, остракоды и др. Пеллеты имеют внешнюю защитную оболочку — пеллициль. При температуре $+5^{\circ}\text{C}$ они сохраняются до 30–35 суток. Размеры их варьируют от 1–4 до 50–250 мкм. Средняя скорость их осаждения в зависимости от размеров составляет 40–440 м/сутки. Заключенный в пеллетные комки терригенный материал из частиц менее 1 мкм может достигать глубины в 5000 м за 30 суток. Таким образом, биогенный этап мотогенеза для обломочных частиц отличается высокой степенью динамичности и кратковременностью (рис. 8).

Воздушная, или золотая, взвесь (аэрозоли) в морях и океанах. Изучение аэрозолей в морях и океанах ведется весьма интенсивно. Основные закономерности распределения, состав и происхождение обломочных частиц во взвеси иллюстрируют некоторые данные, полученные во время рейса научно-исследовательского судна «Мстислав Келдыш» в западной части акватории Тихого океана в приэкваториальном поясе (20° с. ш. — 20° ю. ш.) (Живаго, Богданов, 1974; Лисицын, 1974, 2001). Они позволили выявить следующие закономерности распределения золотой взвеси: 1) в целом в экваториальной зоне она невысокая; 2) в аридных зонах Тихого океана ее значительно больше, чем в экваториальной гумидной зоне; 3) она увеличивается в направлении к Азии; 4) локальное ее повышение отмечалось вблизи островов.

В составе золотой взвеси установлены минеральные, биогенные компоненты: сажа и пепел. Абиогенный материал аэрозолей представлен агрегатами и зернами размером 2–10 мкм, редко до 50 мкм. Отмечено большое количество частиц субмикронных размеров. В целом в веществе аэрозолей доминирует пелитовая фракция (около 85%), алевритовая фракция составляет от единичных зерен до 15%. Состав минеральной части: кварц — 31–70%; полевые шпаты — от следов до 21%; глинистые минералы — до 47%, в их составе преобладают каолинит и хлорит, меньше иллита (до 10%), монтмориллонит встречается в небольшом числе проб в малом количестве. Отмечена незначительная примесь палыгорскита (до 2%). Глинистые агрегаты и обломочные минералы покрыты корочками гидроокислов железа. Содержание минеральных частиц и их крупность уменьшаются с удалением в открытый океан.

Биогенное вещество представлено растительным детритом в виде волокон размером 20–200 мкм, спорами и пылью. Большинство проб также содержит в разных количествах аморфный кремнезем, связываемый с присутствием в составе аэрозолей остатков диатомовых водорослей. Содержание материала увеличивается с удалением от берега в открытый океан. В аэрозолях над открытым океаном оно достигает 90%. Таким образом, изучение аэрозолей показало следующее:

1. Над поверхностью Тихого океана на высотах 15–20 м над уровнем моря распределение концентраций золотого материала, его вещественный и химический составы контролируются климатической и циркумконтинентальной зональностью, а также близостью суши, островов и другими факторами. В целом в аридных зонах океана

содержание взвеси выше, чем в экваториальной, и оно увеличивается с приближением к континенту.

2. По мере удаления от источника (суши) установлена дифференциация аэрозольного вещества: уменьшение минеральной части и увеличение доли вещества биогенной природы.

3. Минеральный и химический составы аэрозолей имеют унаследованный характер. В экваториальной зоне в составе и соотношении минералов обнаружены черты, характерные для почв и кор выветривания экваториальной зоны, а на юго-востоке в аэрозолях появляются минералы, присущие почвам Австралии.

Общий баланс поступления аэрозольного вещества свидетельствует о большой роли этого процесса в осадконакоплении. За один год в виде аэрозолей (носителей микроэлементов) в океан поступает 1,6 млрд т материала. По другим оценкам, в Мировой океан попадает от 846 до $1135 \cdot 10^{12}$ пыли в год (Лисицын, 2001). Главные поставщики пыли в атмосферу — Сахара и пустыни аридной зоны Азии.

Ледовая взвесь (криозоли). Перенос вещества осуществляется айсбергами, ледниками и льдами. По характеру захвата материала выделяют несколько типов его ассимиляции: 1) контактный тип захвата — происходит при контакте нижней поверхности льда с донными осадками, материал обычно представлен гравийно-галечными и песчаными частицами; 2) бесконтактный — возникает путем захвата взвеси при осеннем замерзании льда, концентрация ее достигает 100 мг/л, гранулометрический состав: до 50% алевроита, до 10–50% пелита, до 10% песчаных частиц. Такой бесконтактный захват происходит также при поступлении паводковых речных вод и их растекании под припайный лед на его поверхность; 3) захват материала донным или «якорным» льдом. Более подробно характер переносимого материала и транспортирующая деятельность водной массы рассмотрены в гл. 6.

Стадия седиментации

Проблема седиментогенеза содержит в себе выяснение общих вопросов возникновения и закономерностей накопления осадков, определение связи осадкообразования с сингенетичным геотектоническим режимом, особенностями климата, динамикой среды осадконакопления и множеством других вопросов, освещению которых посвящена большая литература (Лисицын, 1974, 1991, 1994, 2001; Тимофеев, 1987; Фролов, 1984, 1992–1995; Чистяков, Щербаков, 1983).

Осадочная дифференциация вещества. Развитие наших знаний о процессах дифференциации осадочного материала основано на установлении закономерностей транспортировки, возникновения и образования осадков.

Понятие об осадочной дифференциации вещества было сформулировано Л. Б. Пустоваловым и определялось «как разобшение составных частей изначальных пород, происходящее в зоне осадкообразования» (1940, с. 254). Им были выделены два типа дифференциации: механическая и химическая, при этом речь шла прежде всего о седиментационной дифференциации.

В дальнейшем наши знания о процессах дифференциации существенно расширились: увеличилось число ее типов (от 2 до 4), кроме седиментационной, была выделена эпигенетическая дифференциация. Получил дальнейшую разработку вопрос об интеграции осадочного вещества.

В настоящее время выделяются следующие категории дифференциации осадочного вещества:

седиментационная, в которую включаются:

- 1) механическая, в основе которой лежит разделение осадочного вещества по размеру частиц, форме и удельному весу,
- 2) физико-химическая — образование коллоидного материала,
- 3) хемобиогенная — осаждение и дифференциация вещества благодаря жизнедеятельности организмов,
- 4) химическая — осаждение и разделение вещества в истинных растворах;

эпигенетическая, в которую входят:

- 1) диагенетическая,
- 2) катагенетическая,
- 3) метагенетическая.

Охарактеризуем дифференциацию, реализуемую лишь в зоне осадкообразования, т. е. седиментационную.

Механическая дифференциация — это разделение обломочного материала по размеру частиц, форме и удельному весу. Дифференциация по размеру частиц представляет собой универсальное явление, идущее в зоне осадкообразования на разных этапах стадии седиментогенеза. Механическая дифференциация проявляется в сортировке обломочных частиц, отражающейся в гранулометрическом спектре обломочных отложений (рис. 9). На континенте дифференциация вещества выражается в окаймлении горных областей зоной грубообломочных осадков, с удалением от области сноса располагаются пески и далее пелитовые отложения.

Весьма масштабно проявляется осадочная дифференциация в океанах. Как правило, грубообломочный материал распределяется в прибрежной зоне на мелководном шельфе, глубоководная часть шельфа и материковый склон покрыты алевритовыми и алевро-пелитовыми осадками, в нижней части склона и на большей части ложа океана развиты пелитовые осадки.

К числу внешних факторов, осложняющих циркумконтинентальную и батиметрическую зональности, обусловленные распределением обломочного материала по крупности в зависимости от расстояния от берега и глубины, относятся рельеф прилегающей суши, уклон подводного берегового склона, величина бассейна, действие автокинетических потоков высокой плотности, гидродинамика бассейна, эоловый и ледниковый разносы и одновременность реализации вместе с механической других видов дифференциации осадочного вещества.

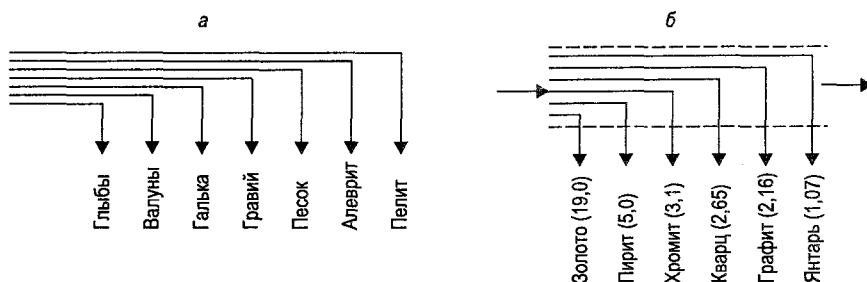


Рис. 9. Схема механической осадочной дифференциации.

а — по размеру (Фролов, 1992–1995); б — по удельному весу (Пустовалов, 1940).

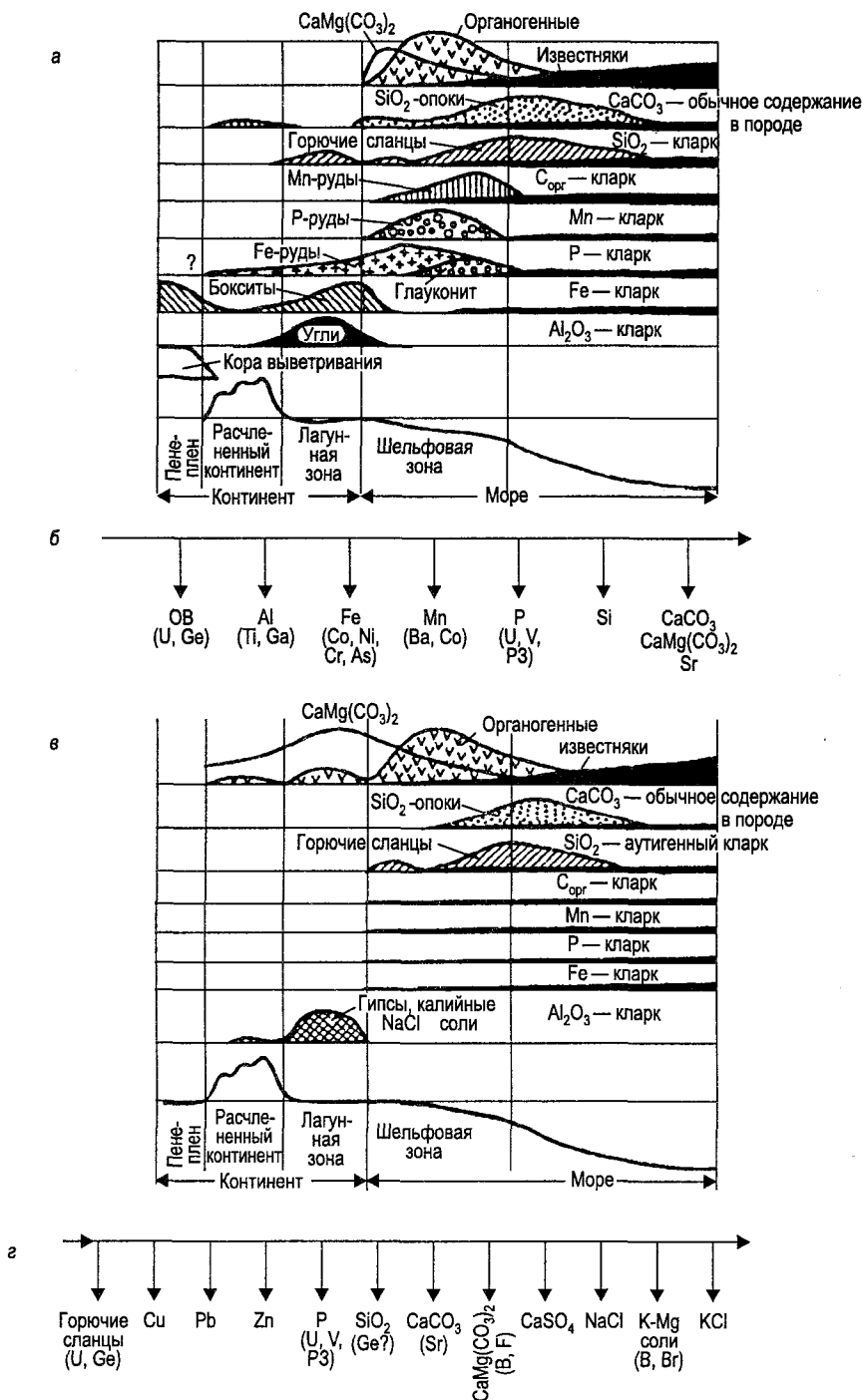


Рис. 10. Общий фациальный профиль аутигенного осадкообразования во влажном гумидном (а, б) и засушливом аридном (в, г) климате (Страхов, 1960–1962; Фролов, 1992–1995).

Кроме разделения и рассортировки по размеру, происходит дифференциация частиц по удельному весу и форме. При сортировке частиц по удельному весу осадки обогащаются тяжелыми минералами. Дифференциация по форме заключается в выпадении из потоков зерен в определенной последовательности — сначала изометричных и шарообразных, затем призматических, далее всех переносятся пластинчатые.

Физико-химическая дифференциация осадочного вещества. Железо в морских и океанических водах присутствует в виде коллоидов гидроокиси и железоорганических соединений. Последние подвергаются гидролизу с образованием коллоидов гидроокиси железа. Коагуляция коллоидов приводит к появлению гелевых комочков, осаждающихся на дно. Поведение марганца сходно, но не тождественно поведению железа — он более растворим и подвижен. Распределение железа и марганца в прибрежной зоне морских бассейнов иллюстрирует рис. 10.

Хемобиогенная дифференциация происходит весьма широко. В прибрежной зоне на мельководье благодаря жизнедеятельности моллюсков, иглокожих, фораминифер, остракод, известковых водорослей и червей образуются ракушечники, пески с ракушей и из раковинного детрита, фораминиферовые, водорослевые, биогермы водорослей, устричные банки и другие отложения. Примером хемобиогенной дифференциации на абиссальных глубинах океана является закономерное распределение в пределах ложа соответствующих видов осадков: в низких и средних широтах — гло-

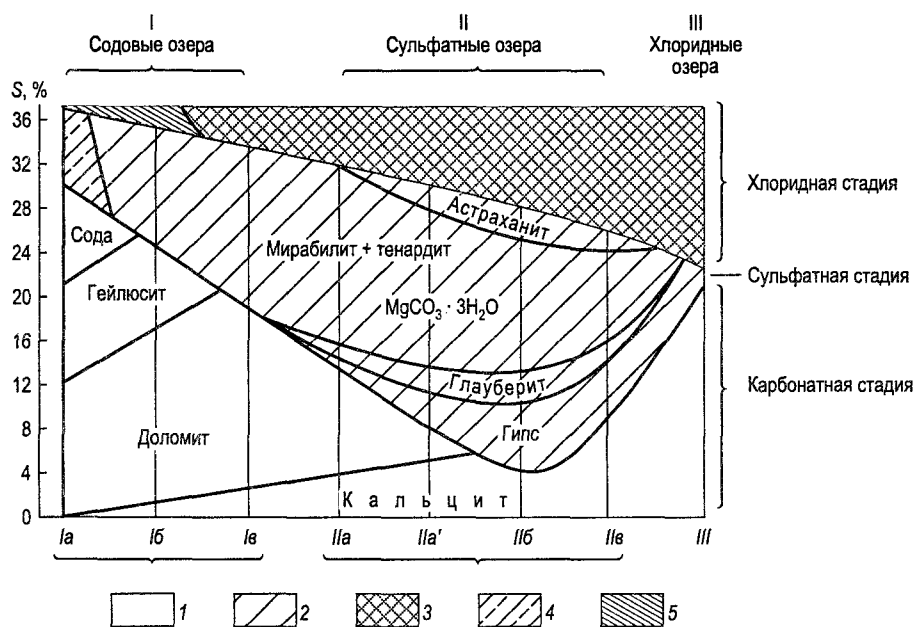


Рис. 11. Общая схема галогенеза в современных озерах засушливой зоны (Страхов, 1960–1962).

I — содовые озера: Ia — сильносодовые, Ib — умеренно содовые, Iv — слабосодовые; II — сульфатные озера: IIa, IIa' — натриево-магниевые, IIб — натриево-магниевые-кальциевые, IIв — магниевые-кальциевые; III — хлоридные озера с NaCl, MgCl₂, CaCl₂. 1 — карбонатная стадия; 2 — сульфатная стадия; 3 — хлоридная стадия; 4 — сульфатные осадки сильно загрязнены примесями соды; 5 — галит сильно загрязнен примесями сульфатов натрия.

№ зоны	Типы стратиграфических колонок					
	I	II	III	IV	V	VI
6	Нормальная бишофитовая зона	6	6	6	6	6
5	Нормальная карналлитовая зона	5	5	5	5	5 5a Карналлитовая зона без сульфатов
4	Нормальная сильвинитовая зона	4	4		4 4a Зона сильвинита без сульфатов магния	4a Зона сильвинита без сульфатов магния
3	Зона нормальной смешанной соли	3				
2			2	2		
	Нормальная галитовая зона	2			2	2
1	Нормальная гипсо-ангидритовая зона	1	1	1	1	1

Уменьшение содержания SO_4^{2-} →

Рис. 12. Схема строения соляных отложений при различной степени метаморфизма исходной морской воды (Страхов, 1957).

бигериновых илов, в тропической зоне — кокколитовых илов, в высоких широтах — диатомовых илов, вблизи экватора — радиоляриевых илов.

Химическая дифференциация осадочного вещества — это осаждение и разделение вещества истинных растворов. Она реализуется при последовательном осаждении из растворов, согласно их растворимости, от трудно- к легкорастворимым (рис. 11, 12). Л. Б. Пустоваловым была сделана попытка создания единой схемы химической дифференциации для осадочного процесса (рис. 13). Н. М. Страхов показал необходимость разработки схем дифференциации для всех выделенных им типов литогенеза и создания отдельных самостоятельных рядов дифференциации для аридного и гумидного климата (см. рис. 10, а, б). Схема дифференциации для аридного климата была уточнена В. Т. Фроловым (см. рис. 10, в, г). Им же была рассмотрена химическая дифференциация вулканических и гидротермальных областей (рис. 14).

В целом в процессе осадкообразования выделяются четыре этапа дифференциации. Первый начинается в корях выветривания — происходит отделение растворенных веществ от остаточных продуктов выветривания. Второй этап протекает в стадию мотогенеза. Наиболее очевидно это явление установлено при переносе вещества реками, где, по образному выражению Н. М. Страхова (1960–1962), осуществляется «первый грандиозный акт фазового разделения вещества». Итогом этого является дальнейшее разделение материала на обломочный (взвешенный) и растворенный. Затем осадочный материал разделяется в седиментационных бассейнах — конечных водоемах стока, где происходят рассортировка обломочного материала — псефитового, псаммитового, алевритового и пелитового (третий этап дифференциации) и разделение в пространстве труднорастворимых соединений алюминия, железа и

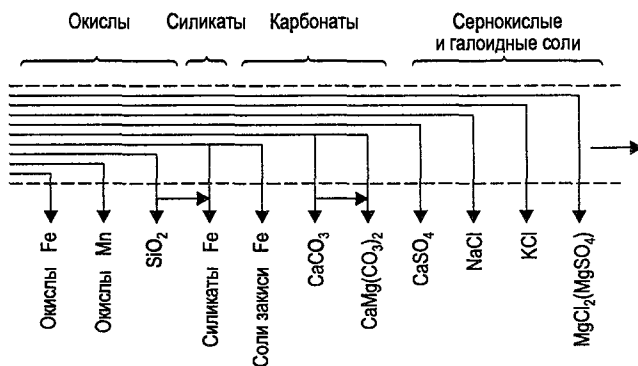


Рис. 13. Схема химической осадочной дифференциации вещества (Пустовалов, 1940).

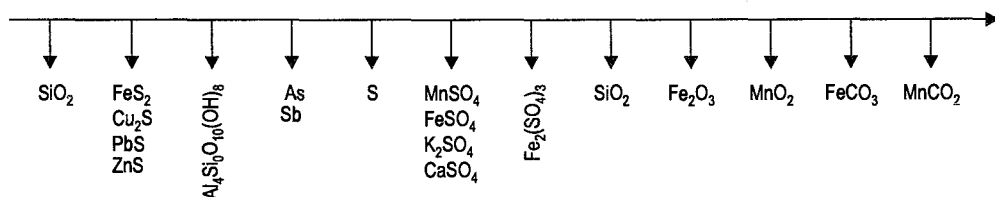


Рис. 14. Схема осадочной дифференциации в вулканогенно-осадочном типе литогенеза (Фролов, 1992–1995).

марганца (четвертый этап). Осаждение и разделение легкорастворимых соединений (пятый этап) осуществляется преимущественно в бассейнах аридной зоны.

Кроме седиментационной дифференциации, в природе имеет место *осадочная интеграция*, под которой понимают смешение вещества, поступающего из разных источников и имеющего различную генетическую природу. Результатом седиментационной дифференциации является образование более или менее однородного слоя, а интеграции — накопление смешанных, или гибридных, осадков.

Перерывы в осадконакоплении. Весьма важна в теории седиментогенеза и литогенеза проблема перерывов в осадконакоплении, которая, к сожалению, до сих пор не привлекала должного внимания, как того заслуживает. По установившимся представлениям, в качестве главной геологической ситуации, где отчетливо фиксируются следы перерывов в осадконакоплении, рассматривается воздымание дна бассейна седиментации над уровнем моря и попадание этой территории в сферу эрозии и денудации. Такой процесс обычно сопровождается возникновением поверхностей размыва и появлением конгломератов, залегающих с угловым или стратиграфическим несогласием на нижележащих породах и образующих базальный горизонт вышележащих отложений. Однако в пелагических областях океана такого рода механизм не имеет места. В срединных хребтах идет постоянное наращивание океанской коры новыми порциями базальтов, происходит движение плит по нормали к хребтам со скоростью 1–18 см/год (см. рис. 2, 4). В связи с этим дно погружается. Рост глубин увеличивается постепенно и, по данным А. П. Лисицына (2001), составляет

40–50 м за 1 млн лет. В этой ситуации возникают вопросы о том, что понимать под перерывом в осадконакоплении в пелагиали и какова природа этого явления.

Очевидно, под перерывом следует понимать интервал времени большей или меньшей продолжительности ненакопления осадочного материала (нулевая седиментация) или размывов и удаления осадков, отложившихся ранее. Таким образом, главная причина образования перерывов в пелагиали — динамическая: действие сильных придонных течений, придонные шторма, возникающие при прохождении тропических ураганов, и т. д.

Перерывы в современной среде седиментационных бассейнов, кроме того, документируются по наличию огромных масс переотложенных осадков, сопровождающихся формированием осадочных хребтов большой протяженности и значительной мощности. Последние выявлены в зоне действия контурных течений (Блейк-Багама, Ньюфаундлендский и др.).

Наличие продуктов подводного выветривания также свидетельствует о существовании перерывов в водных бассейнах. Подводное выветривание сопровождается биоэлювированием, руинизацией, образованием каменистых развалов, перлювия и других форм. Широко развиты в морских бассейнах процессы хемэлювирования, образования гальмиролититов и панцирей.

О следах перерывов в разрезах ископаемых отложений, возникающих в области действия автокинетических потоков, говорит редуцирование части элементов набора пород, связанного с определенной последовательностью образования и их отдельных представителей, что сопровождается появлением некоторых ассоциаций или отдельных седиментационных текстур-индикаторов. Существование размывов донных осадков и их переотложение подтверждают смешение комплексов микрофауны большого возрастного диапазона.

Перерывы в осадконакоплении для океанического блока установлены на различных по площади территориях, что дало возможность типизировать их на локальные, региональные и глобальные области размыва. Наличие глобального перерыва не означает полного прекращения седиментации во всем Мировом океане, а охватывает синхронно два океана или более. По продолжительности выделяют кратковременные — менее 5 млн лет, средней продолжительности — более 10 млн лет и длительные — до 50–70 млн лет перерывы (Лисицын, 1991).

К числу наиболее крупных факторов, вызвавших неотложение осадков в недалеком геологическом прошлом в пелагиали, относятся возникновение мощных полярных холодильников в Арктике и Антарктике и появление холодных и тяжелых арктических и антарктических вод, имеющих температуру от $-0,5$ до $-1,5^{\circ}\text{C}$. Они спускаются по материковому склону, формируя придонные течения океана, перемещающиеся со средней скоростью до $0,1\text{--}1$ см/с. Такая скорость приводит к неосаждению частиц алевритовой и пелитовой размерности, ибо неосаждение частиц пелита происходит при скорости течения всего $0,03$ см/с, а алеврита — от $0,03$ до 2 см/с.

Сильные изменения придонной циркуляции, сопровождающиеся размывом отложений, обусловлены тектонической перестройкой окружающих океан материков (распад Гондваны, Тетиса) и единой системы экваториальной циркуляции.

Размыв в океаническом секторе зависит также от климатических факторов, воздействие которых влияло на возникновение мощной термальной придонной циркуляции и связанных с ней течений (похолодание 45–50 млн лет назад в эоцене, на границе эоцен–олигоцен, границе среднего и позднего миоцена). Сложнее дело

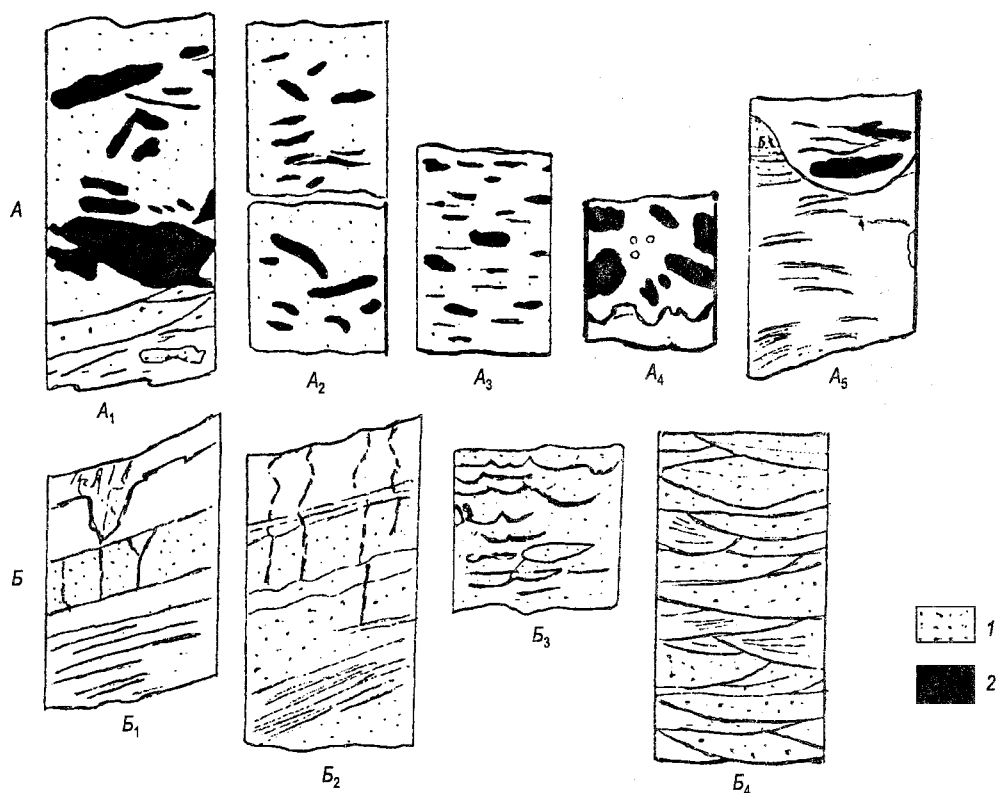


Рис. 15. Набор текстур потоковой седиментации.

А — разновидности темпеститовой текстуры: А₁ — вихревая, А₂ — «флотитующих» глинистых галек, А₃ — взвешенных фрагментов глин, А₄, А₅ — эрозионные подошвенные; Б — текстуры дифференциальной нагрузки: Б₁ — столбчатые (трубки обезвоживания), Б₂ — стигмоидальные трещины, Б₃ — чашечные, Б₄ — ковры волочения. 1 — песчаники, 2 — глинистые частицы.

обстоит с установлением локальных и кратковременных перерывов в осадконакоплении. Трудности здесь заключаются прежде всего в выборе того отправного звена в донных отложениях или породах, в котором заключена информация о перерыве в осадконакоплении. Для этой цели очень важно выделение элементарного эталонного циклита, или ячейки, в анализируемых отложениях, содержащего максимально полный набор элементарных слоев, что позволяет с максимальной надежностью определить отсутствующие элементы ячейки в случае имеющего место перерыва. Кроме эрозионных поверхностей, фиксирующих следы размыва, последние сопровождаются появлением в вышележащих от эрозионного контакта слоях определенного класса текстур и маркирующих отложений (рис. 15, 16). Такие образования весьма важны, информативны и требуют дальнейшего описания.

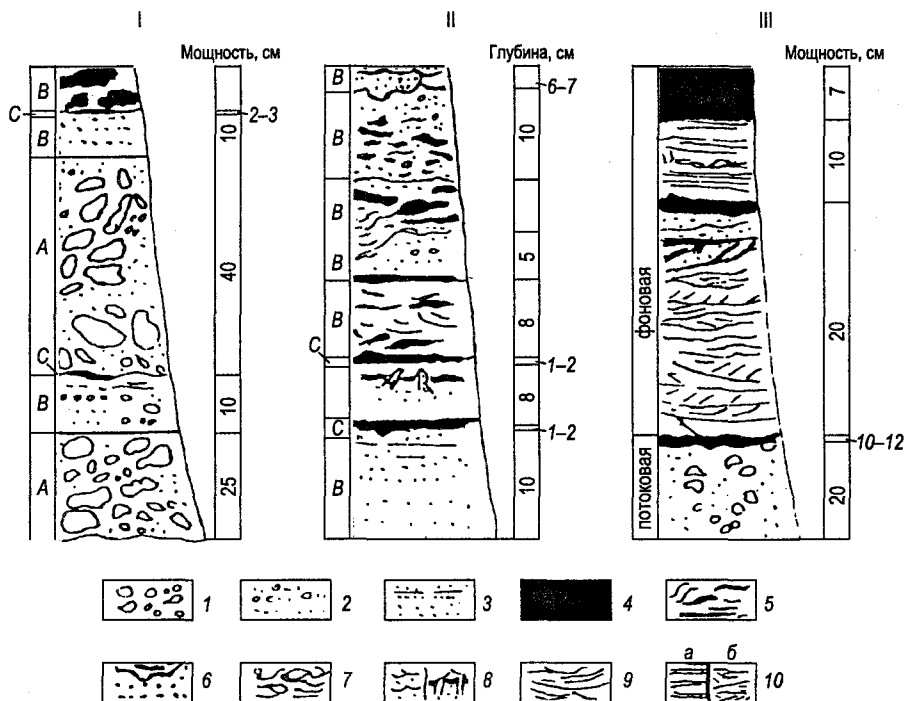


Рис. 16. Разновидности потоковых циклитов в рифейских отложениях Кольского п-ова. А-С — элементы циклитов. 1 — пудинговые конгломераты с различными видами градирования (прямым, обратным, маятниковым); 2 — песчаники с гравием и текстурой неясного градирования; 3 — песчаники средне-мелкозернистые с примесью пелита; 4 — глинистые отложения фоновой и нефелоидной седиментации; 5 — темпеститовая текстура; 6 — следы эрозии; 7 — конволютная слоистость; 8 — текстуры разжиженных потоков (блюдеобразные и трубки обезвоживания); 9 — ковры волочения; 10 — горизонтальная (а) и волнистая (б) слоистость. I — типичный набор элементов циклита в базальных отложениях рифея (дебрито-зерновой поток); II — набор элементов циклита в средней части разреза рифейской толщи; III — сочетание отложений потоковой и фоновой седиментации.

Контрольные вопросы

1. Дайте определение стадии мотогенеза. Охарактеризуйте ее этапы. Опишите мотогенные минеральные образования.
2. Расскажите о гравитационном переносе и раскройте специфику гравитационных потоков. Охарактеризуйте дебризные, зернистые и турбидные потоки.
3. Оцените транспортирующую деятельность льда.
4. Охарактеризуйте стадию седиментации.
5. Что вы понимаете под процессом осадочной дифференциации и интеграции осадочного вещества? Приведите примеры.
6. Расскажите о седиментационной дифференциации и ее типах: механической, физико-химической, хемобиогенной и хемогенной. Приведите примеры.
7. Что понимают под перерывами в осадконакоплении в пелагических областях морей и океанов?
8. Чем документируются следы перерывов в современных осадках и разрезах осадочных пород? Назовите диагностические признаки перерывов разного масштаба и типа.

Глава 5

ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА ЗЕМЛИ. УЧЕНИЕ О ТИПАХ ЛИТОГЕНЕЗА — ЕГО СТРУКТУРА И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ

Теория литогенеза, или теория осадочного процесса, — это обобщающий раздел литологии, выясняющий общие закономерности осадко- и породообразования. Эта теория основывается на широком понимании литологии как фундаментальной науки, занимающейся выяснением состава, строения и происхождения осадочных и вулканогенно-осадочных образований и связанных с ними полезных ископаемых, а также установлением закономерностей их распределения в земной коре, т. е. литология — фундаментальная наука, охватывающая все стороны осадочного процесса.

Многие годы теория осадочного процесса базировалась на материалах по континентальным и морским отложениям на континентальном блоке Земли. В учении о типах осадочного процесса в основном превалировал климатический принцип типизирования (Страхов, 1960–1962). Однако геологическая практика настоятельно требовала дальнейшего развития теории литогенеза. Научная революция 70–80-х годов XX в., связанная с вовлечением в сферу интересов литологии осадочных отложений Мирового океана, создала новые возможности для ее развития. Проведенное за два последних десятилетия изучение осадко- и породообразования в пределах океанического блока привело к установлению большого количества разнообразных глобальных факторов, влияющих на осадочный процесс в океане: движение литосферных плит, явления спрединга и субдукции, изменение климата и эвстатического колебания уровня Мирового океана, наличие жизни на больших глубинах и др., на основе которых начались поиск новых принципов типизации осадочного процесса Земли и попытки создания планетарной систематики типов литогенеза. В итоге проблема типизации осадочного процесса не только не потеряла своей остроты, а, напротив, стала важнейшей в современной литологии. Таким образом, в теоретической литологии сложилась к настоящему времени ситуация, когда стало возможным решать проблему создания *теории планетарного литогенеза*. Совершенно очевидно, что создание такой всеобъемлющей теории осадко- и породообразования требует синтеза всей суммы имеющейся информации об осадочных образованиях прошлого и настоящего как для континентального, так и для океанического блока Земли.

Попытки анализа отдельных сторон осадочного процесса или всего процесса в целом и его систематизации предпринимались отечественными геологами неоднократно. В результате в области выделения и систематики типов осадочного процесса можно выделить два главных направления, использующих при типизации про-

цессов осадко- и породообразования различные критерии. Тем не менее они имеют общую цель и в основе своей ориентированы на создание планетарной теории литогенеза. Появление первого направления связано с достижениями основоположников универсального учения о природной зональности (В. В. Докучаев, В. И. Вернадский, Н. М. Страхов и др.), разработка второго — с использованием при классифицировании сразу многих признаков: строения и состава земной коры, тектонического режима, литодинамического состояния среды и др.

В основе первого направления, как уже отмечалось, лежит представление о зональности природной среды. Основателем учения о зональности среды и комплексов природных условий справедливо считается крупнейший ученый-почвовед и географ В. В. Докучаев. В его формулировке закон географической зональности изложен следующим образом: «Благодаря шарообразности Земли и ее вращению вокруг оси, известному положению относительно Солнца, весь земной шар распадается на известные пояса — экваториальный, тропический, умеренный, полярный» (цит. по: Лисицын, 1974, с. 375–376). Основные положения учения о зональности природной среды послужили базисом для разработки Н. М. Страховым в 60–70-е годы XX в. основы теории литогенеза, ставшей приоритетной на многие годы в отечественной литологии.

Известно, что Н. М. Страховым для континентального блока Земли были выделены три одноранговых типа литогенеза (ледовый, гумидный, аридный) и два внеранговых (вулканогенно-осадочный и океанский). При критическом рассмотрении использованных им принципов классифицирования следует отметить, что одноранговые типы систематизируются по климатическому признаку, а вулканогенно-осадочный — по источнику осадочного материала, т. е. по петрофондовому признаку. Океанский тип литогенеза выделен с учетом гидродинамического признака и ряда других черт океанического литогенеза (Справочник по литологии, 1983). Следует отметить, что сыгравшая весьма важную роль в развитии теоретической литологии классификация типов литогенеза Н. М. Страхова при рассмотрении океанского литогенеза как особого типа не способствовала на новом этапе развития литологии решению планетарной теории литогенеза.

Общие глобальные процессы осадко- и породообразования к тому же не могли быть познаны раньше, поскольку в сферу исследования не входил в полной мере океанический блок, охватывающий 70% общей поверхности Земли. Основы теории литогенеза, разработанные Н. М. Страховым, отразили представления главным образом о литогенезе континентального блока Земли, занимающего лишь около 30% общей поверхности планеты. Тем не менее без этой теории невозможным оказалось бы построение хотя бы в первом приближении планетарной теории литогенеза.

Развитие планетарной теории литогенеза, являющейся приоритетным направлением в литологии XXI в., связано с необходимостью поисков критериев для классификации типов осадочного процесса на планете. Несмотря на декларирование соблюдать при выборе параметров классифицирования геологических и других объектов и процессов определенные принципы (например, принцип взаимного исключения (непересекаемости) членов деления выделенных категорий) и логические правила единства оснований деления при обособлении различных единиц в рамках единой классификации, попытки построения планетарной теории литогенеза наталкиваются на определенные трудности, противоречия и разногласия.

Таблица 11. Литологическая таксономия и таксонометрические категории осадочного процесса (Н. В. Логвиненко, М. Г. Бергер, 1980)

Надтипы осадочного процесса	Типы осадочного процесса	Подтипы осадочного процесса	Классы осадочного процесса
Континентальный	Нивальный	Ледовый	Терригенный Вулканогенно-осадочный
		Перигляциальный	Терригенный Вулканогенно-осадочный Биогенный
	Гумидный	Умеренный (влажный климат средних или умеренных широт)	Терригенный Вулканогенно-осадочный Биогенный
		Жаркий (влажный субтропический и влажный тропический)	Терригенный Вулканогенно-осадочный Биогенный Хемогенный
	Аридный	Аридный (полупустынный и периферических частей пустынь)	Терригенный Вулканогенно-осадочный Хемогенный Биогенный
		Экстрааридный (пустынный)	Терригенный Вулканогенно-осадочный Хемогенный
Океанский	Холодный	Полярный	Терригенный Вулканогенно-осадочный
		Субполярный и умеренный с низкой гидродинамической активностью	Терригенный Вулканогенно-осадочный Биогенный
		Субполярный и умеренный с высокой гидродинамической активностью	Терригенный Вулканогенно-осадочный Биогенный
	Теплый	Субтропический и тропический с низкой гидродинамической активностью	Терригенный Вулканогенно-осадочный Биогенный Хемогенный
		Субтропический и тропический с высокой гидродинамической активностью	Терригенный Вулканогенно-осадочный Биогенный Хемогенный
		Восточных берегов океанов с высокой гидродинамической активностью (областей холодных течений и апвеллингов)	Терригенный Вулканогенно-осадочный Биогенный Хемогенный
		Западных берегов океанов с высокой гидродинамической активностью (областей теплых течений)	Терригенный Вулканогенно-осадочный Биогенный Хемогенный

Попытки глобального анализа осадочного процесса в разные годы последнего десятилетия предпринимались различными исследователями, среди которых можно указать прежде всего Н. В. Логвиненко (1972, 1980, 1984), М. Г. Бергера (1972, 1984), С. Л. Афанасьева (1984), А. П. Лисицына (1974, 1991, 1994, 2004), М. А. Левитана (1980, 1982) и др. В решении проблемы глобальной корреляции типов осадочного процесса и построения всеобъемлющей теории литогенеза, несмотря на существенные различия в позициях этих исследователей, общим является использование многоранговых категорий при выделении типов литогенеза на континенте и в океанах (классов типов литогенеза, группы типов и типов осадочного процесса, по С. Л. Афанасьеву, и надтипов, типов, подтипов и классов осадочного процесса, по Н. В. Логвиненко–М. Г. Бергеру), сохранение главных базовых понятий теории литогенеза для континентального блока (гумидного, аридного, гляциального или нивального типов осадочного процесса) и выделение 1–2 надбазовых рангов, по Н. В. Логвиненко–М. Г. Бергеру и по С. Л. Афанасьеву.

Рассмотрим подробнее некоторые предложенные названными авторами построения. В классификации таксономических категорий осадочного процесса Н. В. Логвиненко–М. Г. Бергера осадочные процессы, идущие на континенте и в океаническом блоке, рассматриваются отдельно в ранге надтипов осадочного процесса — самых крупных единиц системы (табл. 11). Таким образом, выделяются два надтипа осадочного процесса — континентальный и океанический. Основанием для их выделения послужили различия в наборе и значимости основных важнейших условий осуществления. Для континентов — это климатический режим, особенности петрофонда, вулканизм, рельеф и фациально-динамические условия осадконакопления, для океанов — климат, гидродинамика, характер петрофонда, вулканическая деятельность и продуктивность биоса (Логвиненко, Бергер, 1980, с. 9).

Более низкий ранговый уровень занимают традиционно выделяемые по Н. М. Страхову аридный, гумидный и нивальный типы осадочного процесса для континентов, холодный и теплый типы осадочного процесса для океанического блока. Более тонкие вариации типов осадочного процесса нашли свое выражение в выделении подбазовой категории — подтипов осадочного процесса. Новой является категория классов осадочного процесса, где отражены вещественные особенности формирующихся осадочных отложений. По нашему мнению, также возможно выделение в дальнейшем более дробных таксонометрических единиц осадочного процесса — его видов и разновидностей.

Таким образом, беря за основу базовое понятие — *климатический тип* литогенеза (нивный, гумидный и аридный для континента, холодный и теплый для океана), Н. В. Логвиненко и М. Г. Бергер надстраивают систему по вертикали, выделяя более крупные категории, чем тип осадочного процесса (надтип), и более мелкие (подтипы и классы), и выстраивают каркас общей планетарной системы. Следует отметить, что предложенная ими классификация категорий осадочного процесса все-таки логически несовершенна, недостаточно последовательна, так как прежде всего использует различные основания при делении объектов или понятий на разных уровнях системы (например, климатический принцип — при выделении типов и подтипов осадочного процесса и вещественный — для классов).

Другая систематика, ориентированная на анализ осадочного процесса в планетарном масштабе, принадлежит С. Л. Афанасьеву (1984) (табл. 12). Наиболее крупной надбазовой категорией, по С. Л. Афанасьеву, являются три группы типов лито-

генеза: экзогенная, эндогенная и космогенная. В основе этих групп лежит источник осадочного вещества.

Таблица 12. Группы и классы типов литогенеза (Афанасьев, 1984)

Класс типов литогенеза	Группы типов литогенеза				
	Экзогенная			Эндогенная	Космогенная
	Приэкваториальные и умеренные широты	Низкие широты	Высокие широты		
	Типы				
Материковый	Гумидный	Аридный	Гляциальный	Материковый, вулканогенно-осадочный	
Материково-океанский	Периокеанский		Гляциально-периокеанский	Материково-океанский вулканогенно-осадочный	
Океанский	Флюксо-океанский	Халистазно-океанский	Гляциально-океанский	Океанский вулканогенно-осадочный	

Экзогенная группа включает гумидный, аридный и гляциальный типы литогенеза на коре материкового типа, по Н.М. Страхову (1960), и пять типов литогенеза на океанической коре и коре переходного типа: периокеанский, гляциально-периокеанский, флюксо-океанский, халистазно-океанский и гляциально-океанский.

Эндогенная группа разделена на материковый вулканогенно-осадочный, материково-океанский вулканогенно-осадочный и океанский вулканогенно-осадочный типы.

Космогенная группа типов литогенеза оценивается по поступлению вещества из космоса — от 5 тыс. т до 80 млн т/год.

Вторым надбазовым понятием, по С.Л. Афанасьеву, являются классы типов литогенеза, выделяемые по характеру строения земной коры:

- материковый класс, развивающийся на земной коре материкового типа и объединяющий гумидный, аридный, гляциальный и материковый вулканогенно-осадочный типы;

- материково-океанский класс развит на границе материков и океанов, включает периокеанский, гляциально-периокеанский и материково-океанский вулканогенно-осадочный типы;

- океанский класс развит в мегапровинциях с корой океанского типа, включает флюксо-океанский, халистазно-океанский, гляциально-океанский и океанский вулканогенно-осадочный типы.

Базовое понятие *тип литогенеза* в классификации С.Л. Афанасьева является самой низшей категорией системы.

В итоге анализа приведенных построений следует отметить, что ни одна из рассмотренных классификаций литогенетических единиц, предложенных для анализа осадочного процесса, не может быть полностью использована для создания всеобщей теории литогенеза. Например, противоречивое выделение типов литогенеза на разных основаниях, что логически неправильно при выделении подразделений в рамках

единой классификации у С. Л. Афанасьева. Казалось бы, в этом плане классификация Н. В. Логвиненко–М. Г. Бергера более логична в выделении ранговых категорий от надтипов к типам, подтипам и классам, однако фактически в ней отрицается идея возможности создания единой планетарной теории литогенеза, ибо литогенез континентального блока рассматривается раздельно от океанического блока (два надтипа осадочного процесса в классификационной схеме), а корреляция типов литогенеза континентов и океана не корректна и фактически отрицается.

Ближе всех к решению проблемы создания теории литогенеза в планетарном масштабе подошел А. П. Лисицын (1974, 2001). Им на основе анализа природной зональности Земли было показано существование географической зональности климата океана. Над океанами по преобладающим воздушным массам выделяются семь климатических зон. При этом преобладающий широтный зональный перенос воздушных масс систематически нарушается меридиональными вторжениями, сезонными перемещениями воздушных масс и фронтальными явлениями. Переходы между главными климатическими поясами постепенные. В океаносфере имеют место зональность комплекса процессов и их свойства. При этом океаносфера более устойчивая и плотная, чем атмосфера, а перенос внутри главных природных широтных зон в 8–10 раз больше, чем меридиональный. Отсюда и главная масса возникающего осадочного материала распределяется в той же зоне, где он возник, а обмен его с соседними зонами невелик. Доминирует процесс сосредоточения осадочного материала в пределах соответствующих климатических зон суши и океана.

Следует отметить характерную вертикальную стратифицированность океаносфер. По В. Н. Степанову (см.: Лисицын, 1974), в океане заметно выражены четыре слоя: поверхностный — от 0 до 200–300 м; промежуточный — от 200–300 до 1500–2000 м; глубинный — от 1500–2000 до 4000 м; придонный — более 4000 м. Наиболее четко связи атмосферы и океаносферы выражены в верхнем слое океанов. Зональная циркуляция вод прослеживается до глубин 800–1000 м, а в более глубоких слоях существует своя система циркуляции, которая обычно противоположна поверхностной.

Для поверхностного слоя воды океанов выделяют следующие поверхностные водные массы и океанические фронты: 1) экваториальные, 2) северотропические, 3) южнотропические, 4) субтропические северные, 5) субтропические южные, 6) субарктические, 7) арктические, 8) антарктические и др. (рис. 17). Придонные водные массы от поверхностных отличаются более низкими температурами. Образуясь на шельфах Арктики и Антарктики, они движутся навстречу друг другу, перенося материал в направлении, которое отличается от направления поверхностных течений, формируя осадочные образования в основании континентальных склонов, соотносясь с контурными течениями.

Учет всего комплекса факторов океаносферы, влияющего на жизнь, химические процессы и осадкообразование, выражен на схеме химико-океанографического районирования океана (рис. 18). Климатическая, гидрологическая, химическая, биологическая и другие виды зональности, распределение аэрозольного, криозольного и гидрозольного материалов связаны с проявлениями общей зональности биосферы, установленной В. В. Докучаевым в 1949–1953 гг., или географической оболочки, являющейся отражением мировой географической зональности. Д. В. Богдановым в 1985 г. было произведено сопоставление географических поясов суши с географическими поясами океана и показано их совпадение (см.: Лисицын, 1974).

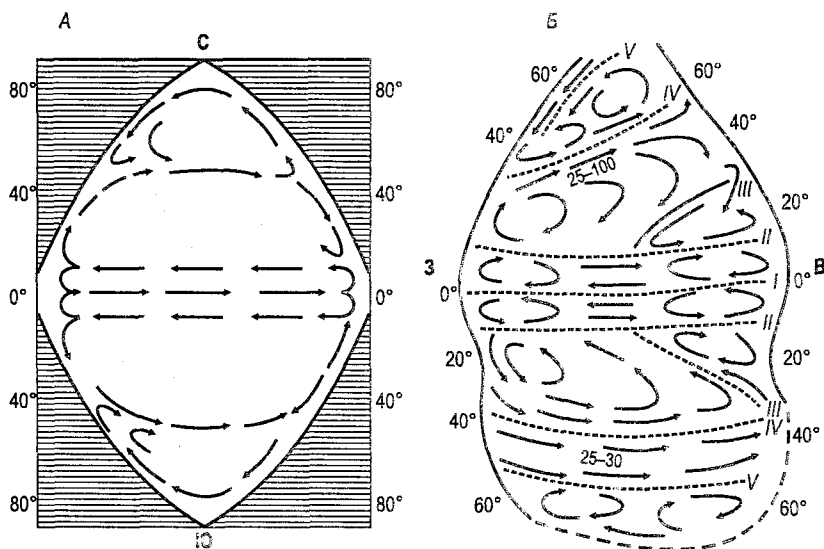


Рис. 17. Принципиальная схема циркуляции вод в поверхностном слое океанов (Фролов, 1992-1995).

А — по О. Крюмелю, 1907; Б — по В. Н. Степанову, 1969. Форма гипотетического океана соответствует площади, занимаемой Мировым океаном по широтным поясам. Стрелками указаны основные направления переноса вод, точками — главные гидрологические фронты: I — экваториальный, II — тропические, III — субтропические, IV — субполярные, V — полярные. Цифры около стрелок — скорости основных течений (в см/с).

В итоге все показатели природы океана, синтезированные в понятии «географическая зональность», закономерно сменяют друг друга и биполярны. Океаносфера таким образом подчиняется мировому закону природной зональности Земли. Та же зональность, тот же всемогущий закон природы резко выражены и в морях, и в океанах, и в реках (см. там же, с. 63).

На основе синтеза большого количества фактического материала по океаническому блоку были получены следующие основополагающие для создания всеобщей теории литогенеза положения:

- 1) показана широтная зональность природной среды океана, являющаяся проявлением общего закона природной зональности (климатическая, гидрологическая, геофизических полей, химическая, биологическая, распределения аэрозольного, криозольного и гидрозольного материалов и другие виды широтной зональности);
- 2) разработано учение о типах литогенеза океанического блока и дана их характеристика;
- 3) проведена корреляция типов океанского и континентального типов литогенеза.

В результате А. П. Лисицыным было разработано учение о глобальных зонах седиментогенеза (литогенеза), где в качестве генеральной единицы самого крупного ранга выступают *глобальные широтные седиментационные зоны*, а как составные части седиментационных зон — типы континентального и океанского литогенеза (рис. 19).

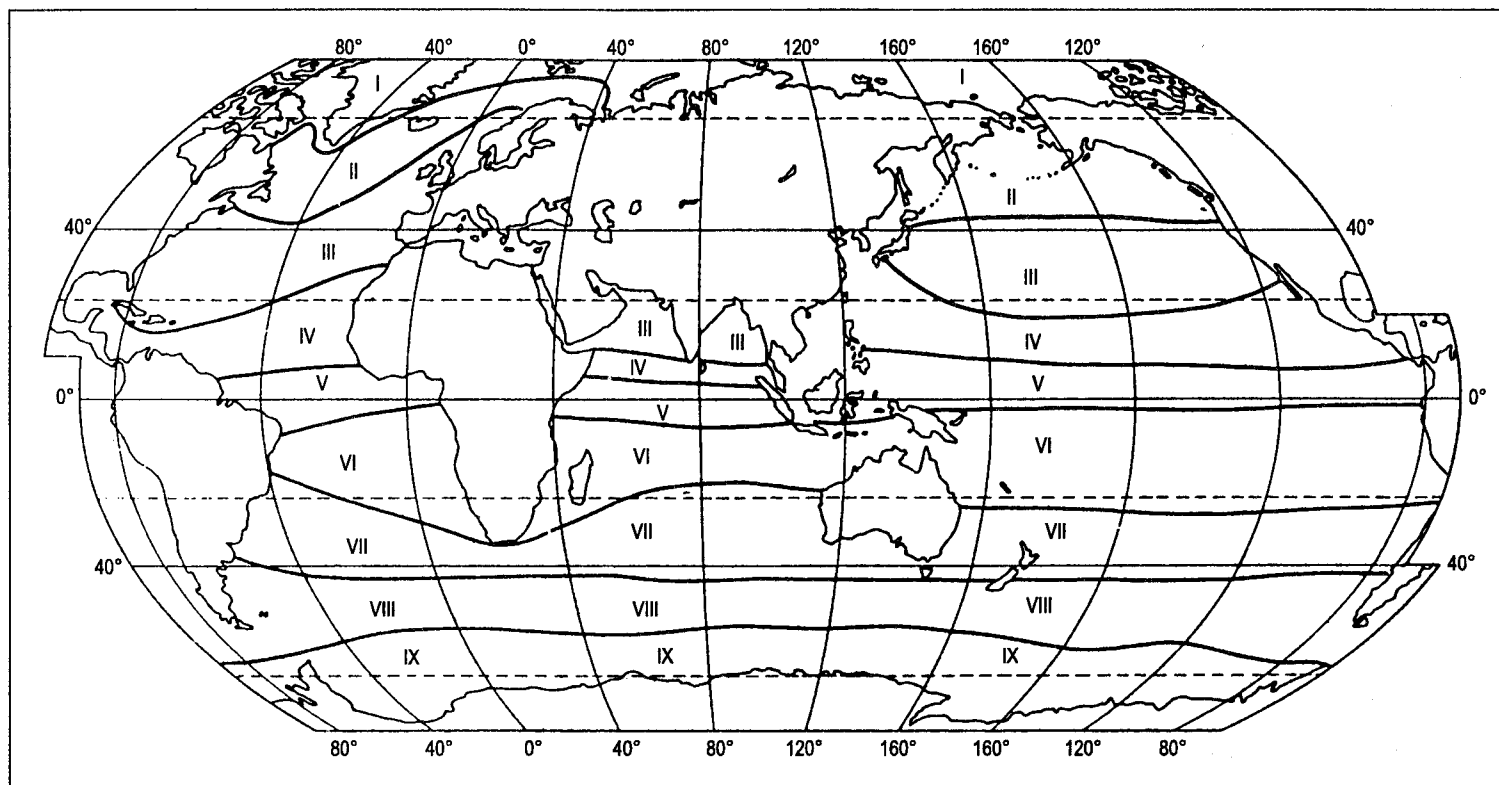


Рис. 18. Химико-океанографические районы (зоны) Мирового океана (Лисицын, 1974).

I — арктическая, *II* — субарктическая, *III* — северная субтропическая, *IV* — северная тропическая, *V* — экваториальная, *VI* — южная тропическая, *VII* — южная субтропическая, *VIII* — субантарктическая, *IX* — антарктическая.

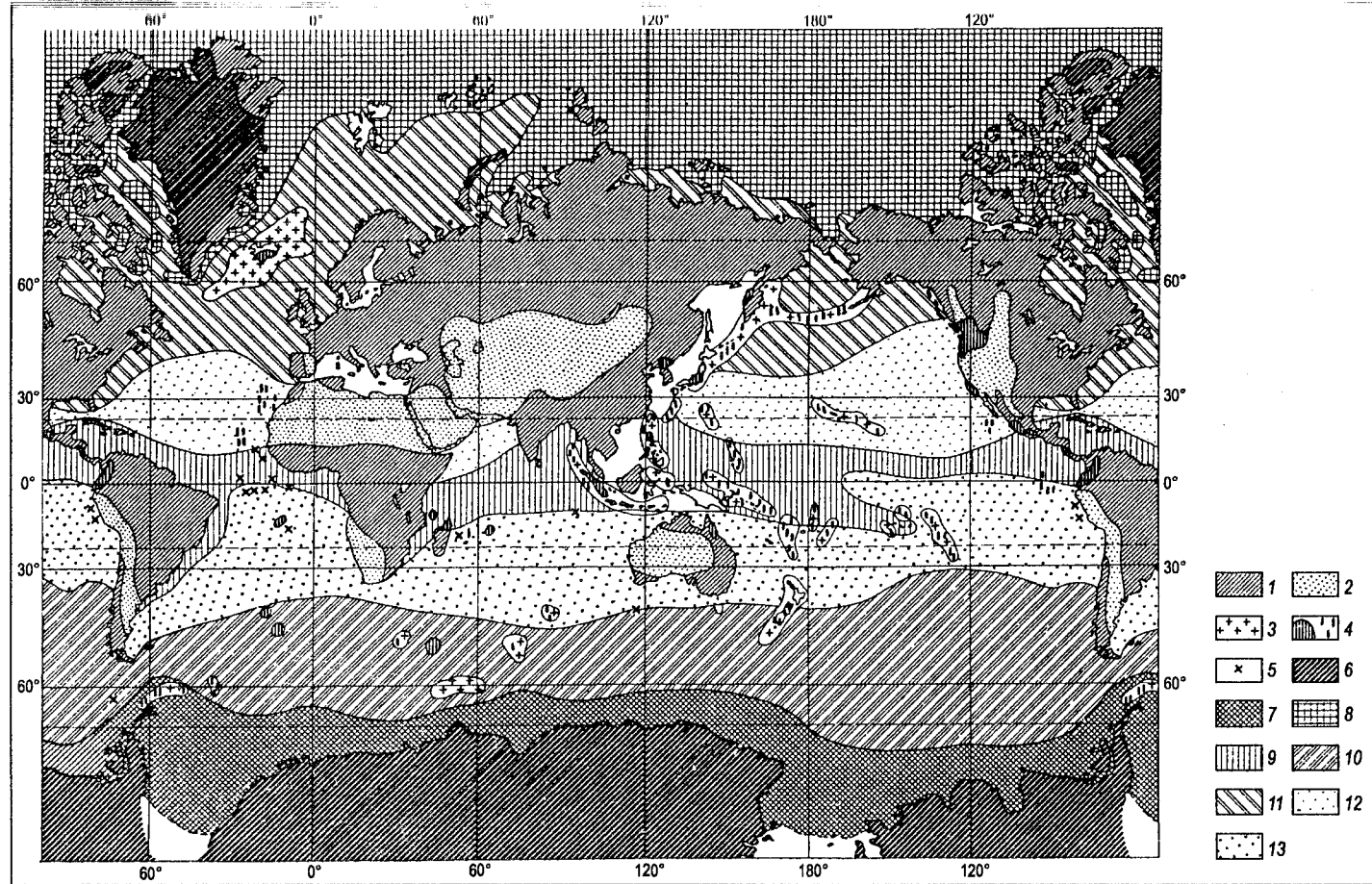


Рис. 19. Схема литогенеза на суше, в морях и океанах.

Типы литогенеза на суше и в некоторых морях континентального блока (Страхов, 1963): 1 — гумидный, 2 — аридный, 3 — эффузивно-осадочный (на суше и в океане), 4 — вулканы и вулканические области, 5 — единичные извержения, 6 — области современного оледенения суши (ледовый континентальный литогенез); зоны литогенеза в океанах и морях (Лисицын, 1977): 7 — ледовая (южная айсберговая), 8 — ледовая Северного полушария (преимущественно морские льды), 9 — гумидная экваториальная, 10 — гумидная Южного полушария, 11 — гумидная Северного полушария, 12 — аридная Северного полушария, 13 — аридная Южного полушария.

Эта систематика осадочного процесса является наиболее логически непротиворечивой. Ее характеризуют такие особенности:

- 1) в основе лежит общий закон природной зональности Земли;
- 2) каркас систематики составляют два таксономических ранга или уровня: первый, базовый, предусматривает выделение климатических типов литогенеза (гумидный, аридный и нивальный на континентальном блоке и гумидный, аридный и ледовый на океаническом). Ниже первого уровня намечаются более мелкие таксонометрические категории. Так, в пределах гумидного типа литогенеза выделяют гумидный холодный, теплый и тропический на континенте и гумидный умеренный и экваториальный в океанах;
- 3) более высокий, чем базовый, ранговый уровень предусматривает на основе корреляции соответствующих типов осадочного процесса на континенте и в океанах выделение широтных планетарных седиментационных географических поясов, охватывающих всю территорию планеты;
- 4) она может рассматриваться лишь как базовое построение, имеющее черты незавершенности. Очевидно, в дальнейшем глубина классифицирования, определяемая числом таксонометрических уровней, будет увеличиваться по мере дальнейшей разработки проблемы планетарной теории литогенеза.

По мере увеличения степени детализации рассмотренных ранее климатических типов литогенеза станет возможным выделение более мелких ранговых единиц по сравнению с базовым. Такое «разукрупнение» базовых категорий предлагалось в разное время различными исследователями. А. В. Македонов (1981) считает необходимым выделять семигумидный, семиаридный и полярный типы литогенеза, И. Д. Данилов (1991) — перигляциальный (или криолитогенез) для районов, где сказывается влияние оледенения и существует вечная мерзлота.

В дальнейшем, безусловно, будут детализированы выделенные А. П. Лисицыным в океанах климатические типы литогенеза. В настоящее время наиболее детально охарактеризован лишь ледниковый тип. Сложнее обстоит дело с характеристикой в океане гумидного и аридного типов литогенеза. Для океанического сектора Земли А. П. Лисицыным заложены основы выделения более мелких категорий классификации осадочного процесса, чем базовые. Уже сейчас для ледового океанского типа литогенеза выделены два географических подтипа: ледовый арктический океанский и ледниковый антарктический океанский.

Контрольные вопросы

1. Расшифруйте содержание термина «литогенез».
2. Охарактеризуйте главные тенденции в развитии учения о типах осадочного процесса в конце XX–начале XXI в.
3. Назовите главные типы осадочного процесса и принцип их типизирования по Н. М. Страхову.
4. Приведите классификацию типов осадочного процесса по С. Л. Афанасьеву.

Глава 6

ПЛАНЕТАРНЫЕ ШИРОТНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПОЯСА ЗЕМЛИ

Для континентальной части Земли (континентальных блоков) Н. М. Страхов (1960–1962) выделил три широтных зональных климатических или географических типа литогенеза: ледовый, гумидный и аридный. Для океанического блока А. П. Лисицын (1991–1994) обосновал существование нескольких типов океанского литогенеза: ледового, гумидного умеренного, гумидного экваториального и аридного. Каждому из названных типов литогенеза континента практически соответствует тот или иной тип океанского литогенеза. Коррелирующиеся между собой типы литогенеза указанных блоков образуют, по А. П. Лисицыну, глобальные пояса литогенеза (седиментогенеза). Таким образом, к концу XX в. были разработаны основы учения о глобальных зонах, или поясах, литогенеза. Последние в системе планетарного учения о типах литогенеза выступают в качестве базовой категории высшего ранга. Изучение глобальных зон литогенеза и их континентальной и океанической частей, по нашему мнению, в настоящее время является наиболее перспективным путем развития литологии.

Ледовый глобальный пояс седиментогенеза (литогенеза) Земли

Термин «ледовый седиментогенез» появился более 100 лет назад, когда начались исследования отложений четвертичного оледенения. Н. М. Страхов обозначил этим термином осадочный процесс, характерный для континентального блока в районах с нивальным климатом, покрытых материковым льдом. В дальнейшем при изучении осадочного процесса в морях Северного Ледовитого океана появился термин «полярный литогенез». В настоящее время под ледовым литогенезом понимают осадконакопление, осуществляемое на континентальном блоке, покрытом материковым оледенением, а также в морях и океанах высоких широт. Ледовый глобальный тип литогенеза в океанах связан главным образом с высокоширотными бассейнами Арктики и Антарктики и площадями современного морского оледенения. Общей специфической его особенностью является доминирующая роль льда разной природы в подготовке, транспортировке и отложении осадочного материала на суше и в океане.

Современный этап геологической истории Земли представляет собой период минимального масштаба ледовой седиментации (межледниковье). В геологическом прошлом масштабы оледенения, очевидно, превосходили кайнозойское: периоды оле-

денения позднекембрийский, раннепалеозойский, позднепалеозойский и др. Ближайший максимум оледенения был 11–12 тыс. лет назад. Изучение современного ледового седиментогенеза чрезвычайно важно, так как позволяет оценивать палеоклиматические индикаторы и открывает большие возможности в решении задач по восстановлению условий образования ледниковых отложений прошлого и их эволюции.

Развитие позднекайнозойско-четвертичного оледенения зафиксировалось в целом ряде явлений глобального масштаба, среди которых могут быть названы следующие (Андреичева, 2000; Гайгалас, 1985; Данилов, 1990; Лисицын, 1994):

1. Во время максимального оледенения расширились границы ледового седиментогенеза. Это привело к уменьшению ширины зон гумидного умеренного, гумидного экваториального и аридного типов.

2. Увеличение значимости ледовой седиментации в четвертичное время вызвало снижение уровня Мирового океана (на 120–140 м) и переброс в связи с этим осадочного вещества в бассейнах седиментации (морях и океанах) с шельфа на континентальный склон и его подножие.

3. Кайнозойское оледенение способствовало развитию новой глобальной системы глубинных течений и усилению других систем океанических течений (прибрежного апвеллинга, экваториальной дивергенции и др.).

4. Оледенение сопровождалось усилением климатических контрастов.

5. Следы оледенения записаны в изменениях состава атмосферы и гидросферы: химического состава морских вод и изотопного состава кислорода.

6. Оледенение оказывало влияние на морфологию территорий, развитие ледниковой эрозии и аккумуляции и образование ледниковых форм рельефа.

7. Оледенение приводило к появлению гляциоизостазии (вертикальных движений, сопровождающихся прогибанием или поднятием) и гляциодислокаций.

8. Оледенение сопровождалось формированием специфических типов отложений: тиллитов (орто- и паратиллитов), морен, гляциогравититов, флювиогляциальных, лимногляциальных и др.

9. Условия низкотемпературных сред способствовали формированию специфических криоэкосистем.

10. Влияние оледенения сказалось на развитии на континенте промерзания почв и формирование зон многолетней мерзлоты большой мощности, а также холодных пустынь с эоловым выносом материала.

В пределах глобальной зоны ледового литогенеза как единой гляциальной системы Земли выделяются (Лисицын, 1994; Страхов, 1960–1962):

- 1) подзона континентального ледового литогенеза, или континентальный подтип ледового литогенеза: осадочный процесс начинается и завершается на континентальном блоке при доминирующей роли льда на всех стадиях осадочного процесса;

- 2) подзона океанского ледового литогенеза, морской, или океанский, подтип ледового литогенеза: осадочный процесс начинается на суше (подготовка осадочного материала и частичная его транспортировка) и завершается в океане. Этот подтип разделяется: на ледовую океаническую седиментацию в Арктике, происходящую главным образом под влиянием морских льдов, возникающих на поверхности акваторий, и на ледниковую океаническую седиментацию Антарктиды, идущую под воздействием ледников и айсбергов.

Континентальный и океанический типы литогенеза в целом составляют единую

гляциальную систему, в которую входят понятия «гляциальная среда суши» и «гляциальная среда океана», взаимодействующие друг с другом. При этом главными областями оледенения остаются океаны и моря, а не суша (Лисицын, 1994).

Ледовый континентальный литогенез,
или континентальный подтип ледового литогенеза

Наземные ледники покрывают 16,3 млн км², или 10,9%, площади суши. Большая часть этой поверхности приходится на материковые льды полярных стран: на Антарктиду — 14 млн км², на другие участки (Гренландия, Канадский Арктический архипелаг, Новая Земля, Северная Земля, области оледенения Северной Америки) — 2,3 млн км².

При ледниковом типе литогенеза при низкой температуре происходит образование твердой фазы — льда. На поверхности суши при постепенном уплотнении и перекристаллизации многолетних скоплений снега возникают гигантские ледниковые покровы. Их лед способен в условиях криолитозоны существовать геологически длительное время. Предполагается, что ледники Арктики и Гренландии имеют возраст 35–40 млн лет — с конца палеогена (олигоцена). Максимальная мощность ледников зафиксирована в Антарктиде (4300 м) при средней толщине покрова около 2000 м, в Гренландии она составляет порядка 3000 м, в ледниковых куполах арктических островов варьирует в пределах 100–700 м.

Ледовый континентальный тип литогенеза проявляется на суше в условиях ледовых покровов разной мощности. Своеобразие ледового континентального типа литогенеза выражается: 1) в отсутствии химических процессов; 2) механическом выветривании; 3) механической денудации; 4) механическом переносе. Одной из характерных черт осадочного процесса является значительная механическая обработка переносимых обломков при отсутствии ярко выраженной сортировки и механической дифференциации.

Несмотря, казалось бы, на вполне определенную оценку содержания понятия «ледовый литогенез», в нем практически не затрагивается проблема его границ, особенно границы с гумидным типом. Отмечая специфику седиментационного процесса в районах, примыкающих к краям ледниковой зоны, где осадконакопление осуществляется при участии талых вод ледника (осадки приледниковых озер, флювиогляциальные отложения, торфяники и др.), Н. М. Страхов относил их к гумидному типу осадочного процесса.

Иного мнения придерживается И. Д. Данилов (1990). Вместо глобального ледового типа литогенеза он ввел понятие «криолитозона Земли», которое включает в себя криолитозоны суши и моря. Первая охватывает области с наземным и подземным оледенением, т. е. ледники и площади распространения вечномерзлых пород. При этом к зонам проявления криолитогенеза на суше он не относит площади с сезонно-промерзающими горными породами, поскольку сезонное промерзание не оказывает определяющего влияния на характер протекания процессов литогенеза. Таким образом, границу континентального ледового литогенеза, или криолитозону суши, определяют площади развития вечномерзлых пород. В то же время И. Д. Данилов рассматривает криолитогенез как самостоятельную разновидность гумидного литогенеза — его холодную разновидность (при разделении гумидного литогенеза на гумидный теплый, умеренный и холодный варианты).

Включение части суши с подземным оледенением в зону с ледовым континентальным типом осадочного процесса весьма заметно расширяет его границы и существенно меняет содержание.

При ледовом континентальном подтипе осадочного процесса возможно выделение следующих стадий седиментогенеза: гипергенеза, мотогенеза, седиментации.

Гипергенез. Продуцирование осадочного материала в условиях наземного оледенения происходит за счет морозного выветривания пород, свободных от льда и снега, и деятельности движущегося льда, фрагментирующего поверхность выступающих участков пород. Более сложные способы химической и биологической мобилизации вещества подавлены низкой температурой среды.

Мотогенез. Агентами переноса осадочного материала при континентальном типе литогенеза служат лед, сила тяжести и вода (по периферии ледников). Транспортировка материала осуществляется льдом, перемещающимся с более высоких гипсометрических уровней на более низкие. Движение льда обусловлено непрерывным притоком вещества в области питания ледника и расходом в области абляции. Скорость движения ледника становится больше при возрастании мощности льда и увеличении угла наклона поверхности коренного ложа. В теле ледника скорость движения льда непостоянна: в центральных частях крупных ледниковых щитов она колеблется от 0–10 до 100–150 м/год; в ледниках, спускающихся к морю (выводных ледниках), достигает 300–500 и даже 1000 м/год. В ледниках установлено несколько типов движения. В истоках преобладающим типом движения является низкопластичное течение, вследствие которого при растекании от центра к периферии образуется куполообразная форма ледниковых покровов. На периферии происходят глыбовое скольжение по ложу и смещение по плоскостям внутренних сдвигов и сколов. Под мощными ледниковыми покровами благодаря их теплоизоляционным свойствам возникает слой воды, способствующий скольжению льда по ложу.

В последние десятилетия изучения ледниковых покровов установлен целый ряд их особенностей (Фролов, 1990; Лисицын, 1994).

Степень насыщенности льда обломочным материалом неравномерна, при этом в его распределении по разрезу выявлена определенная зональность. Основная часть терригенного материала сосредоточена в довольно ограниченном по мощности придонном слое. Например, разрез ледника Бондусбрин выглядит следующим образом. В основании в слое 0–2 м от ложа среднее содержание обломочного материала достигает 15 кг/м³, выше оно резко уменьшается. Соотношение различных фракций обломочного материала в базальном слое льда (Берд, США) составляет: 50–70% — песчано-алевритовый материал, 20–30% — пелитовый и 10% — грубообломочный. В других случаях соотношение гравийно-галечного, песчаного и алевритоглинистого материалов соотносится как 25 : 45 : 35 соответственно.

Седиментация. Этот тип можно подразделить на ряд подтипов.

Лед наземных ледников представляет собой отрицательнотемпературную горную породу, находящуюся в состоянии непрерывного движения. Известны типизации льда по разным признакам. Например, П. П. Шумский в 1955 г. выделил несколько групп льда: 1) конжеляционные — все пресные льды водоемов и водотоков; 2) подземные льды; 3) снег; 4) метаморфические. По генезису выделяются материковые, речные, озерные и другие льды. По возрастному признаку лед относится к молодому, однолетнему и многолетнему. По динамическому принципу выделяются неподвижные и подвижные льды.

Таблица 13. Ледниковые отложения европейского севера России (Лаврушин, 1976, 1980; Гайгалас, 1985)

Группа	Основные подгруппы	Условия образования	Динамические фации	Литологические особенности
Собственно ледниковые отложения	Конечные морены (основные тиллы) Пользуются наибольшим площадным распространением Образуют пластообразные тела Пласты протягиваются на сотни километров Проблема их генезиса дискуссионна Пользуется преимуществом классификация основных тиллов Ю. А. Лаврушина, 1980	Условия послыно-пластических перемещений мореносодержащего льда	Плитчатая морена	Четкая ориентировка удлиненных зерен разного размера по направлению движения ледника. Экзарационный контакт с подстилающими породами, дислоцированными, с разрывными нарушениями и следами перемещения. Для приконтактной зоны характерны гляциодинамические текстуры: текстуры захвата подстилающих пород, гляциодайки и гляциодиапиры; для плитчатых морен — «торпедоструктуры»: ксенокласты и текстуры обтекания валунов. Поверхность плиток присыпана песчано-алевритовым материалом. Толщина плиток от 2-3 до 6-10 см
	Основные морены (тиллы) отчетливо выражены в рельефе. Они слагают пояс краевых образований, связанных с фронтальной частью ледника и его дегляциацией	Послойно-пластичное течение не отчетливо. Развита режеляционные процессы	Массивная морена	Иногда развито подобие слабой полосчатости за счет режеляционных процессов. Оскольчатая отдельность. Гляциодинамические текстуры не типичны. Нередко на контакте подстилающих пород и тилла развивается зона милонитизации. В подстилающих породах развиты пликативные и дизъюнктивные дислокации, затухающие на глубине
		Условия интенсивного послыно-пластического течения мореносодержащего льда, которое обусловлено сближением поверхностей скольжения	Сланцеватая морена	Характерна тонкоплитчатая (мм) отдельность с присыпками песка на поверхности плиток. Встречаются текстуры обтекания валунов изгибами слоев супесчаного материала. Нередко перекрывается массивной или плитчатой мореной с постепенными переходами

Окончание табл. 13

Группа	Основные подгруппы	Условия образования	Динамические фации	Литологические особенности
		Образуются при движении льда по плоскостям внутренних сколов	Чешуйчатые морены	Чешуйчато-надвиговые текстуры. В морене фиксируются развитые системы крутопадающих трещин с вовлеченными в виде чешуй подстилающими отложениями, разрывные нарушения, деформации, следы брекчирования и перетирания. Мощность чешуй достигает 10–15 см. Зоны контакта тилла с породами ложа содержат многообразные гляциодинамические текстуры
	Абляционные морены или абляционные тиллы Обычно представлены неяснослоистыми диамиктонами. Их плотность больше, чем основных тиллов. В работе использована классификация Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского (1993)		Тиллы вытаивания	Частое разлинзование прослоями песка, алевроита, глины, материалом с гравием. Границы прослоев нечеткие, неровные. Гранулометрический состав изменчив. Ориентировка обломков не выдержана, часть обломков располагается вертикально и субвертикально
			Перлювиальные тиллы	
			Тиллы сплывания (флоутиллы)	

Таблица 14. Генетические категории водно-ледниковых отложений
(Рухина, 1973; Юргайтис, 1984; Раукас, Кент, 1978; Андрейчева, 2000)

Группа	Подгруппа	Генетический тип	Морфология	Литологическая характеристика
Водно-ледниковая, или парагляциальная	Флювиогляциальные отложения	Внутри-ледниковые (интра-гляциальные)	Камы. Образуют холмы, их скопления и гряды. Высота 10–30 м, крутизна 35–40°	Основание камовых холмов слагают суглинки и супеси с горизонтальной и нередко ленточной слоистостью. Выше — галечно-гравийно-песчаные отложения, затем гравийно-галечные мощностью 2–3 м с косой слоистостью. В осадках развиты пликативные и дизъюнктивные нарушения: складки, всбросы, просадки. Развита система субвертикальных трещин, встречаются блоки с вертикальным залеганием
			Озы. Образуются в подводных и открытых туннелях в условиях быстрого равномерного движения потоков. Длина различна, высота до 10 м	Супрагляциальные озы выражены в рельефе в виде узких гребней. Высота их до 30–40 м, длина от сотен метров до нескольких километров. Состав пород: песчано-гравийные и галечные отложения с невыдержанными прослоями гравия, алевроитов, песков. По латерали грубые осадки замещаются более тонкими. В крупнообломочных отложениях наблюдаются коса и наклонная клиновидная слоистость. По периферии озов развиты дислокации: сбросы, складки
		Маргинальные гряды		
		Приледниковые, или перигляциальные	Зандры. Слагают пологонаклонные 5–7° конусообразные равнины Флювиогляциальные дельты Террасы	Возникают у края ледника в условиях свободноталых вод. Гранулометрический состав сильно варьирует: от мелко-тонкозернистых песков до гравийно-галечных отложений. В кровле разреза развиты мелко-галечно-гравийные осадки мощностью до 15–20 см. Степень сортировки меняется от хорошей (0,6–0,75) до плохой (0,13–0,19). Мощность 10–11 м

Группа	Подгруппа	Генетический тип	Морфология	Литологическая характеристика
	Лимногляциальные отложения	Внутриледниковые		Осадки внутриледниковых озер включают обломочный материал с растительным детритом
		Приледниковые	Образуются за счет стока талых ледниковых вод в наледниковые и интрагляциальные озера. Лимнокамы. Овальные или округлые плоские возвышенности с пологими склонами	Входят в ледниковый комплекс, подстилают или перекрывают тилл. Сложены ленточными глинами и алевритами темно-серой и коричневой окраски. Средний диаметр зерен 0,001–0,016 мм. Степень сортировки средняя — 0,35–0,4. Мощность 2–3 м, реже больше. Минеральный состав наследует тилл. В группе лимногляциальных отложений выделяют иногда лимнокамы — осадки наледных и интрагляциальных озер. В отличие от флювиокамов они имеют пологие склоны. Обычно залегают на тилле. Сложены монотонным переслаиванием тонкозернистых песков и алевритов с малой примесью крупнозернистого материала и ленточно-подобной слоистостью. Сохраняется гравийно-галечная покрывка. Характерны нарушение залегания слоев и наличие разнообразных складок, перегибов, флексур, сбросов

Наиболее корректная петрографическая типизация льда этого же автора для подземной разновидности льда учитывала признаки, устанавливаемые при изучении льда в шлифах: размер, форма и взаимоотношения кристаллов льда, ориентировка их оптических осей, газовые и другие включения, кроме того учитывается взаимоотношение ледяной, грунтовой и газовой составляющих. В классификации ледниковой массы он выделил несколько типов криоструктур и криотекстур. Для ледников характерна слоистая текстура различного происхождения: первичная (седиментационная) и вторичная. Первичная слоистость обусловлена чередованием полос льда различных оттенков. Под влиянием давления ледниковые слои уплотняются, лед теряет воздушные включения, становится стекловидным и приобретает зеленовато-синий оттенок. Вязкопластичное течение льда приводит к приобретению его кристаллами ориентированного расположения по направлению движения, а перемещение по плоскостям разрыва и частичное плавление льда сопровождаются образованием полос прозрачного фракционно-режеляционного и редукцией исходно молочно-белого льда. В некоторых крупных ледниковых покровах (Антарктида) слоистость и полосчатость льда развиты главным образом в его придонном морено-содержащем горизонте.

Для льда наземных ледников свойствен определенный набор гляциодинамических текстур, возникающих в связи с вязкопластичным течением льда и его дви-

жением по внутренним сколам. Среди первых выделяются пльчатая, сланцевая, гнейсовидная, плитчатая и складкообразная, среди вторых — надвиговая, чешуйчатая текстуры складок волочения и гляциодиаклазов. Кроме того, в ледниках отмечаются текстуры выдавливания, возникающие в связи с неравномерной нагрузкой и пластичностью льда: гляциодиапиры и гляциодайки.

Плейстоценовое оледенение оставило на континенте в равнинных и горных областях сложные полигенетические комплексы континентальных осадков различного литологического состава и мощности. Классификацию континентальных ледниковых отложений на генетической основе дал Е. В. Шанцер (1966), собственно ледниковых (ортогляциальных) отложений — Ю. А. Лаврушин (1980) и А. И. Гайгалас (1985), водно-ледниковых (парагляциальных) — Е. В. Рухина (1973), А. А. Юргайтис (1984), А. В. Раукас и А. Р. Кент (1978), для лимногляциальных — Ф. А. Каплинская и В. Д. Тарноградский (1993). Характеристики выделенных ими генетических категорий разного ранга для генетического ряда ледниковых или гляциальных отложений приведены в табл. 13 и 14 соответственно.

Собственно ледниковые отложения, конечные морены (тиллы) и абляционные тиллы. Наземные ледники формируют специфический комплекс осадков, не имеющих аналогов в зонах умеренного и теплого климата. С деятельностью ледниковых потоков прежде всего связывают образование моренных образований. Морена представляет собой механическую смесь фракций обломочного материала различного размера — от глинистых частиц до щебня, валунов и крупных глыб, образующих в зависимости от соотношения этих фракций широкий спектр пород: валунные глины, валунную супесь, валунники, валунные пески и т. д.

До недавнего времени было принято, что ледниковые морены — это типичный пример несортированных неслоистых осадочных пород, представляющих собой хаотическую смесь, сформированную при вытаивании обломочного материала из льда. Считалось, что гранулометрический спектр морен характеризуется многофракционностью, отсутствием механической дифференциации, материал морены не несет проявлений седиментационной стратификации (слоистости, цикличности, слоеватости и т. д.). Несмотря на значительные изменения в содержании различных фракций, все же гранулометрический состав морен отражает некоторую, хотя в целом и невысокую, сортировку обломочного материала. В ряде обобщающих работ о характере каменного материала в плейстоценовых моренах отмечают: наличие в ледниковых отложениях валунов утюгообразной, цилиндрической, брусковидной и дисковидной форм; разная степень окатанности — от хорошо окатанных до неокатанных и угловатых; штриховка на плоских гранях валунов; распределение валунов в нижней части морен хаотическое или стратифицированное; удлиненные обломки, занимающие ориентированное положение по направлению к движению ледника.

Анализ окатанности обломочного материала плейстоценовых морен суши показал следующее: неокатанный материал морен составляет 67%, умеренно и хорошо окатанный — 33%. При оценке по пятибалльной системе на долю материала с окатанностью, равной нулю, приходится 15–40%, 1 балл — 50–80%, 2 балла — 15–40%, 3 балла и выше — доли процента.

Отсутствие дифференциации обломочного материала или зачаточное ее проявление при седиментации в условиях континентального ледового седиментогенеза до недавнего времени считалось аксиомой. Однако при детальных исследованиях плейстоценовых морен Литвы установлены некоторые проявления процессов дифферен-

циации. Различается несколько уровней проявления дифференциации обломочного материала морен:

- для морен одного ледникового покрова вверх по разрезу моренного горизонта наблюдается понижение содержания обломков эрратических кристаллических пород;
- сравнение содержания обломков в моренах одного ледникового покрова показывает его уменьшение с переходом от основной морены к моренам стадий фаз, рецессий и осцилляций;
- в моренах, оставленных структурными единицами ледникового покрова низшего ранга, повышается количество обломков местных пород;
- веществу морены свойственна региональная площадная дифференциация: морены центральных частей ледниковых потоков, лопастей и языков содержат больше обломков пород субстрата, чем морены краевых или боковых частей этих структурных единиц ледникового покрова. В зонах стыка последних имеет место смешение состава обломков.

Водно-ледниковые (перигляциальные) отложения содержат флювио- и лимно-гляциальные осадки. Первые по отношению к леднику подразделены на три генетических типа: внутрiledниковые (интрагляциальные) — флювиокамы и озы, маргинальные — краевые гряды и приледниковые (перигляциальные) — зандры, флювиогляциальные дельты и террасы (Андреичева, 2000) (см. табл. 14).

Отличие от морен водно-ледниковые отложения покрывают обширные равнины, развитые за пределами областей, занятых ранее ледником. Оценка их генезиса базируется на учете их положения по отношению к краю ледника и в теле ледника, вещественного состава и текстурных особенностей, слагаемых ими форм рельефа.

Под флювиогляциальными отложениями понимают образования, возникшие в результате осаднения из вод, текущих из тающего ледника. Талые воды вытекают из-под ледника в виде рек и малых ручейков вдоль всего его края. Если перед ледником расположена равнина, то конусы выноса сети потоков, сливаясь, образуют песчаные поля или зандры. Отложения водно-ледниковых потоков имеют разнообразный гранулометрический спектр в зависимости от места образования по отношению к леднику и от типа ледникового покрова. Для горно-ледниковых областей — это грубые, несортированные отложения, в областях развития равнинных ледников ими сложены озы и зандры. Озы представляют собой длинные узкие гряды высотой в десятки метров, длиной от 0,5 до 200 км и шириной от нескольких метров до 300–400 м. Они сложены галечниками и песками.

В пределах зандровых полей флювиогляциальные отложения могут образовывать единый ряд от мореноподобного флювиогляциального галечника до галечников и песков, не отличимых от типичного аллювия. Обычно у вершин зандровых конусов материал грубый, слоистые текстуры в нем едва заметны. В области зандровых полей слоистые текстуры более отчетливы, однако из-за того, что талые воды текут в виде блуждающих потоков, иссякающих или укрупняющихся, обычно правильная слоистость речного типа в них отсутствует.

Во флювиальных отложениях в целом устанавливается сложный комплекс слоистых текстур: чередование разных типов слоистости — косой, горизонтальной, волнистой. Каждый из перечисленных типов имеет свои особенности, отличающие его от аналогичных типов, образующихся в иных обстановках. Никакой закономерности в смене слоистых текстур в разрезе флювиогляциальных отложений не наблюдает-

ся. Косая слоистость, встречающаяся в разных частях разреза, имеет различную мощность, как однонаправленный, так и перекрестный разнонаправленный характер и разнообразные углы наклона слоев в косослоистых сериях, достигающие 18–27°. Среди волнистой слоистости преобладает слоистость ряби течения, обычно свойственная осадкам песчано-алевритового состава. Горизонтальная слоистость выражена переслаиванием грубого валунно-галечного материала тонкими алевритовыми прослоями или с прослоями глин. Мощность слоев до 2–3 см, поглубже материала возрастает вверх. Устойчивая обратная сортировка разных порядков вообще свойственна разным типам слоистых текстур флювиогляциальных отложений. В некоторых частях разреза присутствует диагональная слоистость, представляющая собой многократное чередование более грубых слоев с косой слоистостью и более тонких — с горизонтальной.

Лимногляциальные отложения, по А. В. Раукасу и А. Р. Кенту, подразделяются на внутри- и приледниковые. Они слагают обычно лимнокамы. В их гранулометрическом спектре встречаются песчаные, гравийно-галечные и алевритовые фракции. В зависимости от гранулометрического состава слагающих отложений выделяют несколько типов камов, сложенных разными отложениями: гравийно-галечными; переслаивающимися гравийно-галечными и песчано-алевритовыми; песчано-алевритовыми; чередующимися мелкозернистыми песками и глинистыми осадками.

Для камов последнего типа характерно ленточное строение — сезонная и многолетняя слоистость. В их разрезах выделяются ритмы нескольких порядков: годовые со средней мощностью 1,2 см первого порядка и более крупные — второго порядка, со средней мощностью 4 см, возникающие за два-три года; третьего порядка, со средней мощностью 10–15 см, образующиеся за четыре-шесть лет, и еще более крупные — четвертого порядка — за 10–13 лет. Ритмы второго, третьего и четвертого порядков совпадают с периодами изменения солнечной активности. Из этого типа отложений наибольшей известностью пользуются ленточные глины. Их образование большинство исследователей связывают с длительным отмучиванием исключительно в холодноводных ультрапресных приледниковых бассейнах, поэтому они считаются надежным генетическим критерием перигляциальных приледниковых условий седиментации. Непременным условием образования в них ленточной слоистости являются изменения в жидком и твердом стоке и наличие сезонного ледникового покрова, обеспечивающего зимой изоляцию водоема от воздействий стока и прекращения его. Алевритовые и тончайшие глинистые частицы в глинах образуют прослой мощностью от первых миллиметров до 10–15 см.

В разрезе камов, представленных песчано-галечно-гравийными отложениями, встречаются три типа слоистости: косая, горизонтальная и облекающая. Косая слоистость играет подчиненную роль. Она разнонаправленная, с мощностью косых серий до 10–20 см и значительными углами наклона — до 25–47°. Форма слоев вогнутая у основания, соотношение слоев гравия — сходящееся книзу. Горизонтальная слоистость выражена частым чередованием слоев гравия, гальки и песка. Мощность слоев гравия и гальки — до 15–100 см, иногда до 1–3 м, а песка — до 10–80 см. Размер слоики в песчаных слоях меняется от 0,5–1 до 2–5 см. Галечные и гравийные горизонты обычно концентрируются в верхней части разреза, где нередко имеют выклинивающийся характер.

Ледниковый океанический морской литогенез, или подзона океанического ледового литогенеза

В настоящее время и несомненно в прошлом основная по площади распространения часть льда была сосредоточена *не на континенте, а в морях и океанах*, поэтому ледовый морской литогенез следует считать господствующим в ледовом типе осадочного процесса. Как уже отмечалось, в высоких широтах существуют два разных подтипа седиментогенеза, выделяемых в Северном и Южном полушариях.

Ледовая океаническая седиментация в Арктике. При этом подтипе ледовой океанической седиментации источником материала служат перигляциальные зоны Земли, располагающиеся по периферии полярной области оледенения, а также материал ледовых зон суши, прежде всего островов. Главным транспортирующим агентом выступает морской лед, возникающий на поверхности моря. Доминантная роль морского льда заключается также в локализации осадочного вещества.

Гипергенез. В условиях ледовой океанической седиментации в Арктике можно выделить следующие типы продуцирования осадочного материала: 1) осуществляемое на суше с континентальным оледенением с исключением воды в жидкой фазе в процессе подготовки осадочного вещества; 2) на суше с речным стоком с водосборов с многолетней мерзлотой, покрытой тундровой растительностью. Подготовка материала на суше, покрытой льдом, рассматривалась ранее. На суше в условиях мерзлоты и тундровой растительности осуществляется криогенное выветривание и возникает криогенный элювий, в образовании которого большую роль играют расклинивающее действие замерзшей и превращающейся в лед воды, пленочная криогидратация и другие процессы, приводящие к образованию глыбовых и щебнистых развалов и мелкозема (*криопелитов*), концентрирующихся в основании элювия. Нередко криопелиты создают плащеобразные покровы толщиной 3–5 м на водораздельных пространствах, склонах и террасах рек. Наблюдается тесная взаимосвязь элювиального покрова с формами мерзлотного рельефа: сочетание четырехгранных выпуклых блоков со сглаженными краями с разделяющими их вытянутыми плоскодонными понижениями — межблочьями.

Мотогенез. Роль рек как транспортирующего агента в ледовой океанической седиментации в Арктике достаточно специфична. Взвешенный речной сток из водосборов, скованных вечной мерзлотой и покрытых тундровой растительностью, незначителен. В мелких водотоках поступающий со склонов материал плохо сортирован, он образует так называемый ложковый криогенный аллювий. В крупных водотоках, транзитно текущих с юга на север, в результате ледовых заторов и паводков (до 18–20 м) и переноса льдом крупных глыб, обогащающих пойменные осадки, формируется мореноподобный аллювий криолитозоны с валунами плосковыпуклой формы с испатрихованной верхней и сглаженной выпуклой нижней поверхностями.

Поступление главной массы осадочного материала с суши, свободной ото льда, происходит за счет таяния, солифлюкции и размывания берегов. Известно, что количество материала благодаря абразии берегов в Баренцевом море в 7 раз превышает твердый сток рек, а в Карском — в 17 раз (Лисицын, 1994). В таком материале содержится до 36% пелитового материала, 32% песчаного, 30% алевритового и 2,5% гравийно-галечного. Таким образом, питание полярных морей Арктического сектора осуществляется реликтовым смешанным осадочным материалом из береговой зоны с небольшим содержанием грубообломочной части.

Главное транспортирующее значение при ледовой арктической седиментации имеет лед разной генетической природы. При этом основную роль играет морской лед. В Арктическом мегабассейне лед покрывает 18–19 млн км² водной поверхности в зимнее время и до 2–3 млн км² летом. Ежегодно, по данным А. П. Лисицына (2001), возникает $3,33 \cdot 10^{19}$ г льдов на площади 26 млн км². К особенностям осадочного материала, заключенного в ледяную массу, относятся следующие:

- подготовка его происходит в береговой зоне;
- материал (гальки, песчаные частицы, ил) захватывается при образовании припайного льда, а измельчение его идет при последующем взламывании и таянии;
- механизм захвата различен: контактный, когда припайный лед забирает вмержший в припай на глубинах 1–3 м гравийно-галечный и песчаный материал, а также песчаный и более мелкий материал донным льдом, когда образуется лед у дна и всплывает на поверхность, и бесконтактный, когда при осеннем замерзании льдом захватывается взвесь от осенних штормов с концентрацией до 1000 г/л и взвесь, возникающая при поступлении мутных речных паводковых вод под припай и на его поверхность. В осадочном материале, заключенном в ледяной массе, преобладают алевритовая и пелитовая фракции. Интересно отметить, что песчаная фракция в ней составляет около 1–8%, алевритовая — 25–80%, пелитовая — 12–60%, а грубообломочный и песчаный материал, который обычно считался главным в переносимом материале, — всего от 1 до 10%;
- сформировавшийся и оторвавшийся от берега лед находится в движении, образуя гигантские ледовые реки, движущиеся по поверхности океана;
- перенос материала происходит до начала таяния льда;
- гранулометрический и минералогический составы захваченного льдом материала связаны с питающими областями, его количество определяется дальностью их расположения.

Ледовый перенос осуществляется в целом под влиянием климатического контроля. Движение морских льдов зависит от ветров и поверхностных течений, отсюда очевидно преобладание широтного переноса осадочного вещества над меридиональным.

Нельзя не отметить при ледовом океаническом седиментогенезе эоловый захват алеврит-пелитового материала из коренных источников высокоширотных областей и переносы его ветром, а также тропосферный и стратосферный перенос материала и сосредоточение его в верхних частях ледовых полей.

Из анализа гранулометрического состава осадочного материала морских ледовых отложений следует, что его главную часть составляют алеврито-пелитовые фракции, имеющие, как и грубый материал, ледовое происхождение.

Седиментация. Под воздействием факторов ледового литогенеза образуются такие типы осадков:

1. В водоемах с активно дрейфующими и тающими плавучими льдами на больших площадях накапливаются слабо сортированные неслоистые тонкодисперсные осадки глинисто-алевритового состава с включениями грубообломочного материала, напоминающие по внешнему облику *континентальные ледниковые морены*.

2. В водоемах с длительным устойчивым ледовым покровом и специфическим поступлением твердого материала с суши формируются хорошо *сортированные глины и алевриты*, в том числе ленточнослоистые с четко выраженной дифференциацией материала по слоям.

3. В местах встреч теплых и холодных вод (северная часть Атлантического и Тихого океанов) образуются фронты таяния льда и осаждения материала, появляются крупные зоны с высокими скоростями накопления ледового материала.

4. В ледовых зонах седиментации при понижении уровня океана происходит эрозия шельфа и верхней части материкового склона с появлением глубоких трогов, материал сбрасывается на внешний шельф и материковый склон и образуются *гляциогравититы, формирующие область лавинной ледовой седиментации*.

5. Погружение тяжелых холодных вод компенсируется встречным потоком вод, поднимающихся кверху и обогащенных биогенами. Возникают полярные дивергенции — фронты, с которыми связаны зона высокой продуктивности и развитие криофильного бентоса кремниевого состава. Развивается ледовая биогенная лавинная криофильная седиментация.

Ледниковая океаническая седиментация в Антарктиде. Гипергенез. Реальные условия седиментогенеза, существующие в Антарктиде, в значительной мере отличаются от условий Северного полушария — Северного Ледовитого океана. Источником осадочного вещества здесь служит материал ледовой зоны (покровное оледенение Антарктиды), а в транспортировке и седиментации главную роль играют глетчерный лед и айсберги, а не многолетние морские льды, возникающие на поверхности моря.

Основными процессами, идущими на границе коренного ложа и ледника, являются дробление, истирание и растаскивание обломочного материала при движении льда. Лед вместе с вмержшим в него материалом действует как гигантский напильник. Обломки приобретают различные очертания, их выступы срезаются, образуются уплощенные участки, часть поверхностей отшлифовывается, другая часть остается шероховатой, часть зерен переворачивается и приобретает сферичный вид. На обломках появляются борозды и штрихи. При использовании сканирующего микроскопа на поверхности частиц заметны раковистый (возникающий при раздавливании) и ступенчатый (при разрыве) излом, микроштриховка, ямки и полулунки (при сдавливании зерен).

Следует отметить дифференцированное распределение терригенного материала в ледниках. Во-первых, основная масса моренного материала сосредоточена в ограниченном по мощности придонном (мореносодержащем) слое, сменяясь кверху относительно свободным от примеси льдом. Во-вторых, в свою очередь, в самом мореносодержащем слое крупные обломки (до 150 мм) встречаются лишь в основании ледника. В вышележащем слое (до 2 м от ложа) среднее содержание обломочного материала, представленного в основном частицами алевритового размера (силт), составляет 15 кг/м^3 .

Мотогенез. Главную роль в подготовке, транспортировке и локализации осадочного материала в Антарктиде играет ледниковый сток, продуцирующий уходящие в океан айсберги. Он идет через 120 выводных ледников, которые дают до 220 тыс. айсбергов в год. Ширина таких ледниковых рек достигает 30–80 км, а мощность льда — до 1 км и более. Максимальная скорость выводных ледников достигает 1000 м/год. В этих ледниках содержится слой морены, сосредоточенный в придонной его части, мощностью 20–150 м, со средним количеством обломочного материала 1–2% от мореносодержащей толщи. Следует отметить активную денудацию на площади ледосбора Антарктиды. Она максимальна для ложа выводных ледников,двигающихся с большой скоростью. Глубина ледниковых долин достигает сотен

и тысяч метров. На границе ледник–суша имеет место так называемое «теплое» и «холодное» ложе. Скорость экзарации пород суши льдом достигает 3–6 млрд/год. На ложе возникает ледниковая штриховка при воздействии крупного остроугольного материала или полировка под влиянием мелкого материала. Глубина борозд достигает в некоторых случаях 30 м, длина — 1,5 км. Иногда на поверхности ложа появляются серповидные шрамы, ориентированные поперек направления движения ледника. Транспортирующие льды, действующие как ледяные реки (выводные ледники), в одних случаях при выходе на шельф всплывают и расходятся в виде айсбергов, а в других — образуют на шельфе огромные поля мощных плавающих ледников (шельфовые ледники). Общая площадь, скрытая плавающими ледниками в Антарктиде, — 1,46 млн км² при общей площади шельфа Антарктиды 5,5 млн км². Размер оторвавшихся от внешней кромки льдов крупных айсбергов достигает 100 км. Надводная их часть — 70–100 м, подводная — 600 м. Воздействие ледников на морские осадки приводит к образованию айсберговых дислокаций, сопровождающихся возникновением валов, глубоких борозд глубиной 2–3 м и шириной до 20 м. В сумме в виде айсбергов и морских ледников в Южном океане находится 15 тыс. км³ льда.

Вблизи линии всплывания ледников идет отложение 50–60% моренного материала, образующего донную морену. Здесь возникает первый глобальный уровень антарктической ледниковой седиментации. Разгрузка айсбергов при таянии приводит к появлению подводных слабо сортированных моренных отложений, содержащих материал от тонкого ила до грубых обломков. Влияние морской среды сказывается на присутствии в осадках биогенного материала: диатомовых водорослей, фораминифер, остракод, кокколитофорид.

Важную роль в транспортировке материала и его осаждении играют сточные (катабатические) ветры, стекающие по понижениям на поверхности покровных ледников, однообразные по направлению и скорости (до 50–90 км/ч). Попадая в перигляциали, они выдувают рыхлый алевритовый материал и переносят его на значительные расстояния. Огромное количество золы пыли осаждается в океане на большом расстоянии от источника.

Для океанического ледникового варианта литогенеза характерна отчетливо выраженная дифференциация обломочного материала. Ледовый обломочный материал на локальном уровне тесно связан с рельефом областей аккумуляции: на равнинных участках он не подвергается дифференциации и чаще всего представляет собой алевритовый осадок с примесью песчаного, пелитового и небольшого количества грубообломочного включений. В районах развития подводных поднятий наблюдается отчетливое зональное распределение грубообломочного материала: на вершинах поднятий идет избирательное его накопление, на склонах концентрируется песок с примесью грубых частиц, у основания склона развит пояс алевритовых осадков с примесью песка и грубообломочного материала.

Дифференциация регионального уровня проявляется на больших площадях. При таянии айсбергов в первую очередь осаждаются крупные частицы, тяготеющие таким образом к источникам сноса, например грубообломочный материал у берегов Антарктиды. По мере удаления и таяния айсбергов осаждающийся ледовый материал становится все тоньше.

Айсберговые морены ассоциируют в проксимальном направлении с подводными моренами, а в дистальном — с кремнистыми и карбонатными отложениями, диатомовыми и фораминиферовыми илами.

Седиментация. Близ источников питания в зоне всплывания ледников и образования шельфовых льдов и айсбергов происходит отложение 50–60% моренного материала и локализация донных морен. Для шельфовых морен, появляющихся при вытаивании основной части обломочного материала, находящегося в нижней части всплывающего ледника, разгрузка и пространственная концентрация моренного материала определяются главным образом влиянием теплофизических факторов. Для этого вида морен свойственны неясно выраженная горизонтальная слоистость, обусловленная маломощными (1–2 мм) присыпками песка, отсутствие валунов и гальки, а также расположение уплощенных обломков параллельно друг другу и подошве толщи. Зона разгрузки обломочного материала составляет первый уровень лавинной ледниковой седиментации Антарктического сектора.

«Осадочный материал близ Антарктиды на 100% состоит из уникального по своим свойствам моренного материала ледовых областей, перенесенного айсбергами» (Лисицын, 1994, с. 96). Он не имеет аналогов среди осадков других климатических зон океана. Их диагностика проводится на основе присутствия в них более 50% айсбергового материала. Такие осадки выделяются не только у берегов Антарктиды, но и в Гренландии, а также в колонках и кернах скважин в ряде районов Северного и Южного полушарий, где обнаружены следы оледенений прошлых геологических эпох.

Айсберговые отложения, или айсберговые морены, распространены на широкой площади Южного океана в виде пятен разной конфигурации среди водноледниковых и моренных отложений. Им свойственны: 1) широкий гранулометрический спектр, соответствующий спектру моренных отложений суши; 2) крайне слабая сортировка осадков, не зависящая от глубины их образования; 3) отсутствие окатанности обломочного материала, все фракции имеют вид продуктов механического дробления и не несут следов выветривания; 4) особый ледовый характер поверхности частиц обломочного материала; 5) в составе обломочного материала обильно представлены зерна нестойких минералов, практически без следов выветривания; 6) близость минерального и химического составов разных фракций осадка, что является следствием дробления одного исходного осадочного вещества; 7) преобладание в составе глинистого вещества этих отложений гидрослюда и хлорита в результате измельчения горных пород, а не химического выветривания. Это подтверждается единым возрастом глинистых минералов осадков и исходных пород; 8) уникальность геохимического состава: почти все определяемые химические элементы находятся в кристаллических решетках минералов, в осадках отсутствуют монтмориллонит и другие главные природные сорбенты (оксигидраты железа и марганца), корреляционные соотношения между элементами зависят от исходных пород; 9) для планктона и бентоса осадков характерны высокоантарктические сообщества: диатомовые водоросли, кремниевые губки и др. В диатомовом поясе Антарктики содержание клеток диатомовых водорослей равно 1–600 млн на 1 г взвеси или от 1 млн до 1 млрд в 1 м³ океанической воды. Количество кремнезема, ежегодно переводимое диатомовыми водорослями из истинных растворов в морской воде во взвесь при образовании панцирей, составляет 100–50 г кремнезема на 1 м² поверхности океана (Антарктида), в зоне дивергенции — более 500 г/м² в год. В донных осадках содержится от 30–50 до 70% биогенного опала. Абсолютная масса аморфного кремнезема в донных осадках антарктического кремневого пояса достигает 0,5–1 г/см² за 1000 лет (Лисицын, 1994).

Таким образом, для глобальной ледовой зоны литогенеза Земли в целом характерны:

- доминантная роль льда в подготовке, транспортировке и седиментации осадочного материала на суше и в океане;
- выделение двух подзон ледового литогенеза: континентальный и океанический, пространственно продолжающих друг друга;
- ледовый источник материала и источник, располагающийся по периферии полярной области оледенения океана, а также различная роль льда в его транспортировке служат основанием для выделения в океаническом ледовом литогенезе двух подтипов, осуществляемых в Северном и Южном полушариях Земли (ледового арктического и ледникового антарктического);
- существование, как и в других типах литогенеза (гумидном, аридном и др.), зоны с лавинной седиментацией (зона краевой части выводных ледников и всплывания айсбергов и шельфовых ледников в Антарктическом секторе, где зона встречи теплых и холодных вод в Арктическом секторе, и т. д.);
- общий баланс поступления материала в Северный Ледовитый океан достигает 1,4 млрд т в год терригенного вещества с суши, в том числе 0,2 млрд т дает речной сток, 0,18 млрд т — плавающие льды, 0,5 млрд т поступает за счет размыва берегов, 0,5 млрд т — вследствие размыва дна, 0,05 млн т — в результате обмена взвеси с Атлантическим и Тихим океанами и 0,04 млн т составляет продуцированный биогенный материал.

Гумидный глобальный пояс седиментогенеза (литогенеза) Земли

Гумидный континентальный литогенез

Из всех климатических типов литогенеза, выделенных Н. М. Страховым на континентальном блоке, наиболее детально охарактеризован гумидный. Территории с гумидным типом литогенеза занимают большие площади (это господствующий тип осадочного процесса в настоящее время и, очевидно, в прошлом). Гумидные отложения из разных частей гумидной зоны наряду с общими чертами, присущими этому типу в целом, несут в себе следы влияния локальных климатических условий и местного тектонического режима. Таким образом, гумидный литогенез подразделяется на разнообразные географические модификации: умеренной, тепловой и тропической подзон гумидного климата. С наибольшей отчетливостью гумидный литогенез «отпечатывается» на осадках (породах) в условиях вялого тектонического режима, высокой температуры и влажности региона, т. е. на равнинах тропических зон, и в меньшей мере на активных участках геосинклинальных зон.

Среди главных закономерностей, характеризующих гумидный тип литогенеза на континентальном блоке, можно отметить:

- осадочный материал продуцируется в корях выветривания на больших площадях благодаря физическим, физико-химическим, химическим и биологическим процессам, что обуславливает его разложение, гидратацию и окисление;
- главным транспортирующим агентом выступает гидросфера, переносчиком пришедшего в движение материала являются реки, перемещающие материал в фор-

ме взвеси и волочения, растворов (коллоидных и истинных) и в сорбированном состоянии;

- происходит накопление максимально полного набора разнообразных типов осадочных отложений: обломочных, глинистых, железистых, марганцевых, глиноземистых, карбонатных, кремнистых, фосфатных и каустобиолитов;

- возникают разнообразные полезные ископаемые, многие из которых моноклиматичны: россыпные месторождения золота, платины, титана, алмазов и др., глиноземистые, железистые и марганцевые руды (рудная триада алюминий–железо–марганец), накапливаются $P-CaCO_3-MgCO_3-SiO_2$ (биклиматическая тетрада, образование которой возможно не только при гумидном типе литогенеза), горючие сланцы и угли (см. рис. 10);

- пространственное размещение рудных накоплений в пределах гумидной климатической зоны неравномерное: образуются то сгущения, то разрежения. Скопления обычно создают лентовидные пояса (по П. И. Степанову, для углей; см.: Лисицын, 1991) или зоны (для рудной триады алюминий–железо–марганец, по Н. М. Страхову, 1960–1962). Сгущение среди пустых полос или зон называют *узлами*.

Гумидный океанический литогенез

В океаническом секторе Земли А. П. Лисицыным на территории с гумидным климатом выделены два подтипа литогенеза: гумидный экваториальный и гумидный умеренный. В пределах последнего географически ограничиваются подтипы Южного полушария и Северного (см. рис. 19).

Экваториальная гумидная зона характеризуется поступлением больших масс обломочного материала с суши, приносимого реками. Огромного значения достигает биогенная карбонатная седиментация в связи с высокой биопродуктивностью биогенного материала — карбонатного (кокколитофориды, фораминиферы и др.) и кремниевого (радиолярии и диатомеи экваториального типа). Скорости седиментации различны. Во взвешенном, приносимом с кор выветривания материале преобладает пелитовый. Темпы абразии берегов низкие. Высокую биологическую продуктивность обеспечивает экваториальная дивергенция. Для рассмотренного типа литогенеза свойственно накопление различных типов донных осадков: разнообразных обломочных и пелитовых отложений вблизи берегов суши, коралловых рифов, а в пелагиали — фораминиферо-кокколитовых и радиоляриево-диатомовых илов и глубоководных глин.

Гумидный умеренный подтип литогенеза Южного полушария. Осадконакопление происходит здесь под влиянием нескольких факторов, вызывающих специфическое протекание процессов осадконакопления. Близость южной ледовой зоны сказывается в примеси в донных осадках грубообломочного материала. Значительную роль в поставке обломочного материала играет абразия берегов островов и континента. Для умеренной зоны характерна биогенная кремниевая седиментация (рис. 20). Именно в этой зоне находится южный кремневый пояс — главная область современного кремненакопления Земли, в котором в осадках царствуют диатомовые водоросли океанического комплекса. С юга он ограничен областью дивергенции, а с севера — антарктической конвергенцией. Вблизи зоны конвергенции повышаются первичная продукция фораминифер и фиксируется широкая полоса фораминиферо-диатомовых осадков.

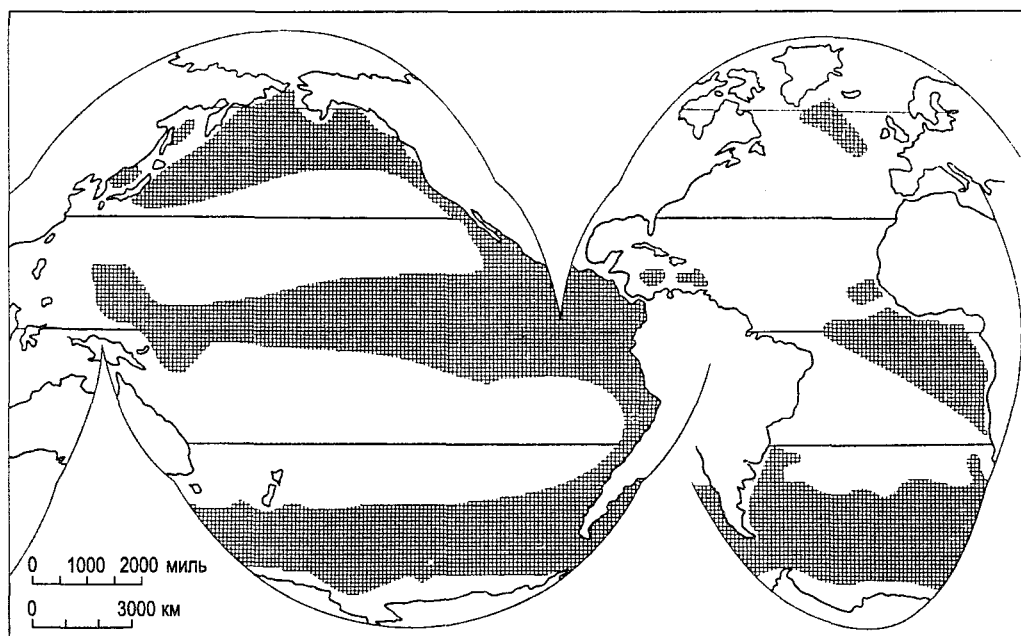


Рис. 20. Области в океане с высоким содержанием остатков кремневых организмов в глубоководных отложениях океана (экваториальный, северный и южный пояса современного накопления кремния в океанах; органогенные кремнистые илы).

Гумидный умеренный подтип литогенеза Северного полушария. Речные воды с континентов поставляют значительное количество обломочного материала, однако содержание его ниже, чем в экваториальной зоне. В составе обломочного материала преобладают частицы алевритовой размерности, а глинистого — гидрослюда и хлорит. К этой подзоне приурочен современный северный пояс кремненакопления. Диатомовые осадки не образуют непрерывной полосы и встречаются на разных глубинах дна (рис. 20).

Аридный глобальный пояс седиментогенеза (литогенеза) Земли

Аридный тип литогенеза на континентальном блоке

Об основных чертах осадконакопления в аридных зонах на континенте Н. М. Страхов писал: «Специфическую особенность физико-географической обстановки аридной зоны составляет сочетание повышенных температур с отрицательным балансом влаги, т. е. преобладание испарения над массой атмосферных осадков» (1960, с. 136). Таким образом, дефицит влаги влияет на всю седиментацию и определяет характерные черты аридного литогенеза. В связи с названным обстоятельством убывает интенсивность химических процессов и миграции веществ в виде растворов. Вследствие этого теряют подвижность Fe, Al, SiO_2 , сокращается вынос карбонатов и сульфатов, а затем хлоридов. Это обуславливает выпадение из спектра

отложений аридной зоны глиноземистых, железистых и марганцевых руд, а также пород, обогащенных ОВ, прежде всего углей.

Дефицит влаги видоизменяет процессы смыва и накопления осадков. У подножий гор и возвышенностей в результате эпизодических пустынных ливней образуются обломочные отложения широкого гранулометрического спектра. На аридных равнинах формируются красноцветные песчано-глинистые породы с карбонатами, сульфатами, реже хлоридами. Для песков свойственна косая слоистость эолового типа или типа временных потоков, для глин характерны трещины усыхания. Мощность этих отложений достигает 200–300 м. Большую мощность имеют отложения межгорных котловин аридной зоны (сотни и тысячи метров), представленные разнообразными по зернистости обломочными породами, часто карбонат- и сульфатсодержащими, с небольшими прослоями солей, иногда с углистыми прослоями (пролювиальные, озерные, речные фации).

Напряженный ветровой режим наблюдается в пустынях и полупустынях, представляющих собой центры бурь и ураганов. Скорость ветра достигает здесь 0,5–30 м/с и более. Деятельность ветра приводит к скоплению песка и появлению различных аккумулятивных тел. Наиболее характерной аккумулятивной формой пустынь, лишенных растительности, являются барханы. Они возникают при одноподправленном режиме ветров в районах с небольшим количеством песка. Аккумулятивные формы создают песчаные щиты, эмбриональные барханы, симметричные и асимметричные барханы, крючковидные барханы, сплошной грядовый рельеф, барханные гряды. На побережьях при том же ветровом режиме образуются прибрежные валы, параболические, шпильковидные, парные продольные и комплексные параболические дюны. При муссонно-бризовом типе режима ветра формируются барханные цепи, перпендикулярные ветрам, при конвекционном — пирамидальный (пирамидальные дюны) или ячеистый (система сближенных понижений) тип рельефа. В зонах выдувания в пустынях вырабатывается несколько видов поверхностей, получивших различные названия: 1) скальная пустыня (хамада, или гамада, Сахары) — поверхность, сложенная сглаженными ветром в процессе абразии породами; 2) каменистая пустыня с гравийной поверхностью (рег в Алжирской Сахаре); 3) галечниковая поверхность (серир в Ливии и Египте); 4) песчаные пустыни с подвижными песками.

Обладая большими площадями, пустыни аридных зон являются главными источниками обломочного эолового материала, переносимого на тысячи километров. Во время самумов (сухих горячих ветров, дующих в пустынях Северной Африки) переносится большое количество песчаного и алевритового материалов. Сначала песчаные частицы перемещаются в виде тонких струй, слегка извиваясь. Над быстро бегущими струйками песка начинают подниматься и переходить во взвешенное состояние более тонкие частицы. Восходящими потоками воздуха частицы размером менее 50–60 мкм поднимаются вверх, образуя облака пыли, получившие у метеорологов название *литометеоров*. Последние занимают площади в тысячи и даже миллионы квадратных километров. Пыльными бурями минеральные частицы поднимаются до высоты 5–6 км и транспортируются воздушными потоками, подчиняющимися законам общей циркуляции в атмосфере.

Одна из характернейших черт аридного типа седиментогенеза — широкий диапазон химической седиментации сравнительно с гумидным типом осадочного процес-

са, сопровождающийся выпадением в осадок наиболее растворимых соединений — сульфатов и хлоридов Ca, Mg, Na, K.

В осолоняющихся озерных водоемах засушливой зоны по мере их прогрессивно-го осолонения сокращается роль организмов в осадконакоплении и терригенная седиментация, процесс осадконакопления приобретает преимущественно хемогенный характер. Общую схему континентального галогенеза иллюстрирует рис. 11. Он отражает стадийный характер седиментации: последовательную реализацию карбонатной, сульфатной и хлоридной стадий. Скорость галогенной седиментации достигает при этом долей миллиметра в год на карбонатной стадии, 2–3 мм — на сульфатной и 8–25 мм — на хлоридной. Длительность и минералогическое разнообразие стадий определяются, помимо других факторов, гидрохимическим типом водоемов, обуславливающим длительность существования той или иной стадии и степень минерального разнообразия твердых фаз осадка.

Морской галогенез аридных зон по сравнению с озерным характеризуется еще более ярко выраженным стадийным ходом седиментации, заключающимся в последовательной реализации карбонатной стадии, идущей при солености около 15‰, сульфатной — при 15–24‰, хлоридной — при более 26–27‰. При этом хлоридная стадия по сравнению с соответствующей стадией континентального галогенеза характеризуется большим разнообразием соляных минералов, претерпевающих к тому же существенные изменения благодаря метаморфизации рапы (см. рис. 12).

Для аридного литогенеза чрезвычайно характерны аридные соленосные формации: доломито-ангидритные, галитовые, сульфатные галогенные, хлоридные галогенные и др.

Характеризуя аридный тип литогенеза на континентальном блоке, Н. М. Страхов подчеркивал его большую сложность и многогранность на всех стадиях осадочного цикла с его разнообразными формами продуцирования осадочного вещества, с многообразными формами переноса и отложения компонентов (различная и активная роль ветра в процессе терригенной седиментации) и возрастающей ролью химических процессов при осаждении вещества. При аридном типе литогенеза происходит прогрессирующее уменьшение роли организмов в процессе осадкообразования, и оно идет за счет накопления биологически индифферентных солей. В водных прогрессивно осолоняющихся бассейнах при испарении химическая седиментация вовлекает в осаждение компоненты, которые не осаждаются при гумидном типе осадочного процесса (сульфаты и хлориды натрия, кальция, магния). Таким образом, в водоемах аридной зоны химическое осадконакопление характеризуется полнотой, завершенностью и сложностью.

Рассмотренные типы литогенеза континентального блока по возрастающей степени сложности седиментогенеза выстраиваются, по Н. М. Страхову (1960), в следующий ряд: ледовый тип — гумидный тип — аридный тип (с автохтонными и аллохтонными разновидностями).

Аридный тип седиментогенеза в океане

В современную эпоху аридные зоны в океанах Северного и Южного полушарий являются океаническими фрагментами северной и южной лентовидных аридных зон суши, протянувшихся в общем параллельно экватору. Долгое время сам факт существования аридного типа литогенеза в океане был предметом дискуссии. В на-

стоящее время аридная седиментация установлена в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. С помощью глубоководного бурения она была прослежена вглубь геологического прошлого.

На основе большого фактического материала было выявлено, что эоловая поставка материала для океанов весьма значительна. Источником осадочного эолового вещества являются пустыни, занимающие большие площади: Сахара — 7 000 000 км², Каракумы — 240 000 км². Очагами формирования песчаных бурь и поставки материала служат пустыни Намиб, Калахари, Гоби и др. Таким образом, главной питающей провинцией является почти сплошной пояс пустынь, протянувшийся на 11 тыс. км от Северной Африки до Восточной Азии. Общее количество эолового материала, поступающего ежегодно в Мировой океан, оценивается в 2 млрд т/год (Лисицын, 1974).

Как известно, самый крупный источник эолового материала — пустыня Сахара. Ветровые потоки ежегодно поднимают здесь от 60 до 200 млн т пыли и переносят ее на тысячи километров. Неудивительно, что эта пустыня была выбрана в качестве полигона для исследования продуцирования вещества и закономерностей миграции пыли. В 60–70-х годах XX в. американскими исследователями Национальной лаборатории США и Отделения морской геологии и геофизики в Майами, а также специалистами Химического института имени Макса Планка в Майнце и учеными других стран, в том числе России, была развернута сеть улавливания и сбора образцов на континенте и с помощью морских судов и самолетов в донных осадках океанов. Проведение таких широкомасштабных работ сопровождалось использованием данных, полученных с искусственных спутников Земли. После выполнения программных исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) появилась возможность установить закономерности циркуляции атмосферных и океанических масс. В 80-е годы XX в. были созданы первые адекватные модели транспортировки ветрами пыли на высоте от 0 до 5 тыс. м на большие расстояния. Особенности транспортировки и распределения эолового материала иллюстрируют рис. 21, 22.

Установлено, что запыленный воздух атмосферы обладает определенной *вертикальной стратификацией* и *внутренней вертикальной структурой*. Зондирование запыленной атмосферы показало, что слой пыльного сухого разогретого воздуха достигает высот от 1,5–2 до 5–7 км. Концентрация пыли обычно значительна на высоте 2–3 км. Температура этого слоя близка к 40 °С. Максимум скорости ветра в пылевом слое на уровне 3–4 км составляет 20–26 м/с.

Перемещение воздушных масс, например сахарских, происходит обычно в среднем со скоростью 8–10 м/с. Вынос пыли осуществляется через определенные промежутки времени и обусловлен прохождением тропических возмущений. Причиной периодических колебаний концентрации частиц пыли в воздухе, по-видимому, является вымывание их осадками. Концентрация пыли в запыленной атмосфере различна. Известно, что наибольшее ее значение в слое сахарского воздуха на высоте от 1,5 до 3,7 км составляет в среднем 61 мкг/м³. В нижних слоях она может достигать 22 мкг/м³. Известно, что максимальная концентрация пыли — 160 мкг/м³ (данные Барбадосского океанографического эксперимента BOMEX, 1969). Специальные исследования особенностей распределения пыли в вертикальном разрезе воздушного слоя в 1984 г. показали следующую картину (Кудэ-Госсен, Роньон, Франция): высота 2,7–3 км — концентрация пыли 50–120 мкг/м³, высота 0,4–3 км — до 6–95 мкг/м³.

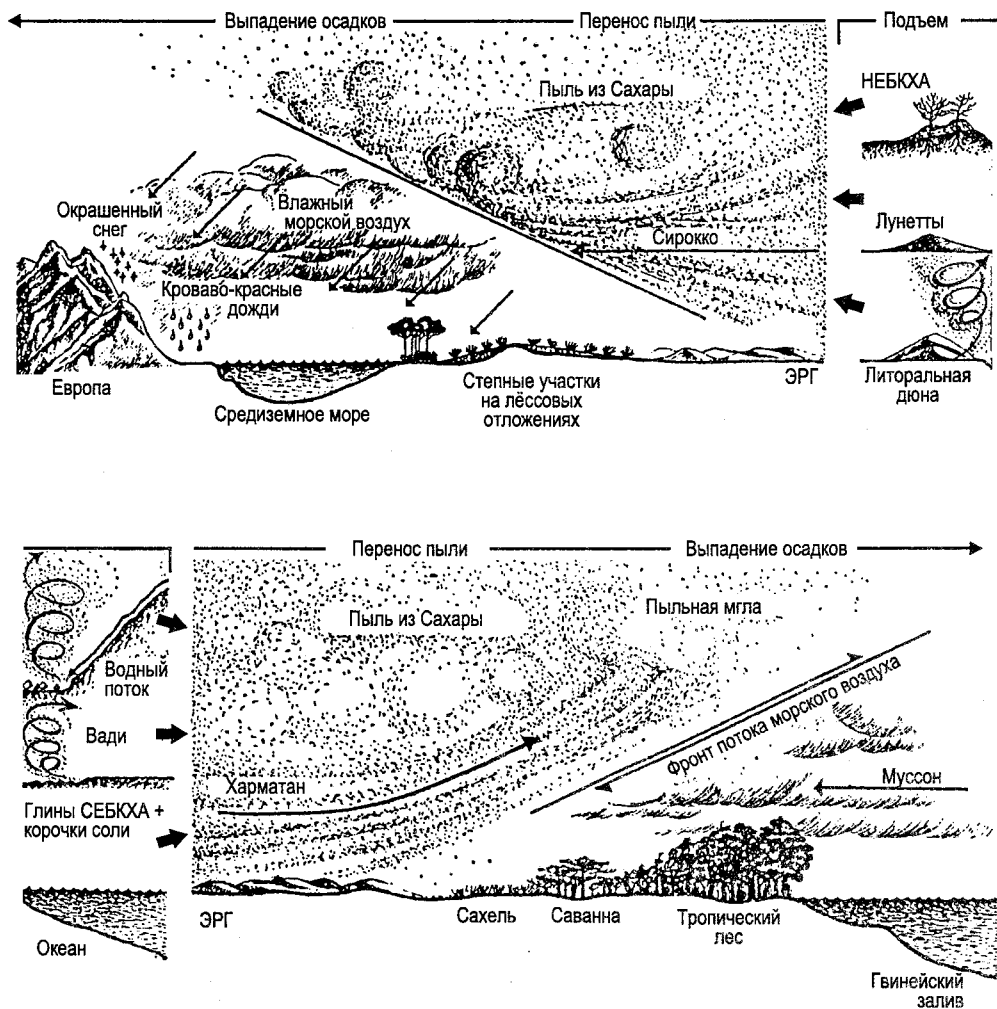


Рис. 21. Схема переноса и осаждения эолового материала.

По данным советского тропического эксперимента ТРОПЕКС-72, в Атлантике установлено, что общий фон содержания твердых частиц достигает от 10 до 30 мкг/м³, при выносе плотных пылевых облаков из Сахары концентрация пыли возрастала до 270–280 мкг/м³. Состав переносимого вещества разнообразен как генетически, так и минералогически. Скопление пыли в атмосфере содержит частицы верхних слоев пород с Земли, а также продукты вулканических извержений и космическую пыль. В состав эолового переноса вовлекается антропогенный материал (технические аэрозоли) — до 200–300 млн т/год.

В составе эолового материала из пустыни Сахара преобладают зерна кварца размером до 50 мкм с типичным эоловым микрорельефом (округлая поверхность зерен испещрена микровпадинами, следами соударения зерен), также встречаются ромбоэдрические кристаллы кальцита размером около 1 мкм, окруженные глинистыми

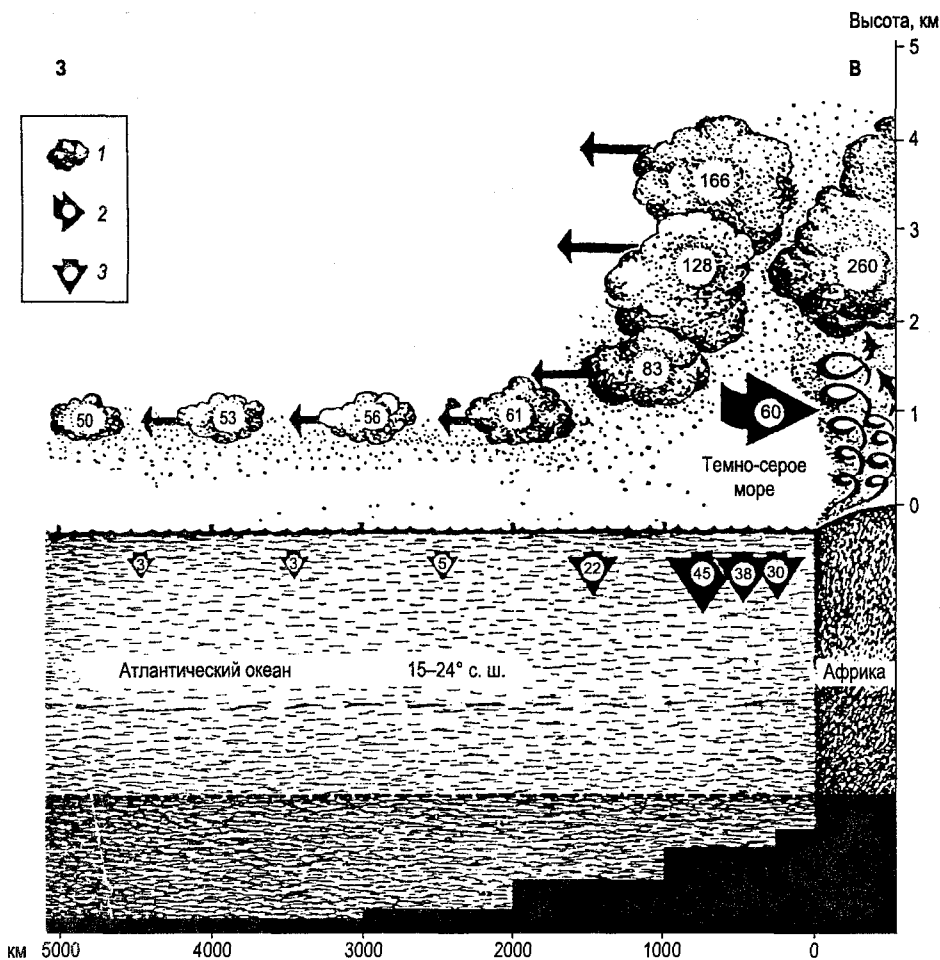


Рис. 22. Транспортировка золотого материала: общий баланс и дальность переноса. 1 — вынос пыли из Сахары (млн т/год); 2 — обратный поток воздуха, приносящий пыль на Африканский континент (млн т/год); 3 — выпадение пыли в Атлантику (млн т/год).

чешуйками, кристаллы гипса до 20 мкм и такого же размера частицы слюд с закругленными краями. Изучение состояния аэрозолей над поверхностью Тихого океана на высотах 15–20 м над уровнем моря показало, что распределение концентраций золотого материала, его вещественный и химический составы контролируются климатической и циркумконтинентальной зональностью, а также близостью суши или островов и другими факторами. В целом в аридных зонах океана содержание взвеси выше, чем в экваториальной, кроме того, ее количество увеличивается с приближением к континенту. В составе золотой взвеси установлены следующие компоненты: минеральные, биогенные, сажа и пепел.

Минеральные компоненты. Абиогенный материал аэрозолей представлен агрегатами и зернами размером 2–10 мкм, редко до 50 мкм. Отмечено большое количество частиц субмикронных размеров. В целом в веществе аэрозолей преобладает пелито-

вая фракция — до 85%, алевроитовая составляет от единичных зерен до 15%. Состав минеральной части: кварц — 31–70%; полевые шпаты — от следов до 21%, отношение кварц/полевые шпаты больше 2, что характерно для кор выветривания экваториальной зоны; глинистые минералы — 47%, в составе которых преобладают каолинит и хлорит, затем идут иллит (до 10%), палыгорскит (до 2%), монтмориллонит встречается очень редко в малом количестве. Глинистые агрегаты и обломочные минералы покрыты корочками гидроксидов железа. Содержание минеральных частиц и их крупность уменьшаются с удалением в открытый океан.

Биогенные компоненты. Биогенное вещество представлено растительным детритом в виде волокон размером 20–200 мкм, спорами и пылью. Большинство проб содержит в разных количествах аморфный кремнезем (остатки диатомовых водорослей). Содержание биогенного материала увеличивается с удалением от берега в открытый океан. В аэрозолях над открытым океаном оно достигает 90%.

Сажа и пепел. В составе аэрозолей встречаются субмикронные частицы, связываемые с продуктами сгорания топлива, — сажа и пепел. Рассматриваемые компоненты, минеральные и биогенные, осаждаются с разной скоростью. Для минерального вещества скорость осаждения при удалении от суши в 1000 км достигает 2 см/с, а для биогенных частиц — 0,1 см/с.

Таким образом, в аридных зонах океана, как и при аридном континентальном типе литогенеза, продуцирование материала идет в аридных областях суши, а перенос осуществляется эоловым путем. Частицы пыли пустынь, вырванные из почвы и горных пород пыльными бурями, переходят во взвешенное состояние, образуя облака пыли (литометеоры). Истинные размеры их, по данным наблюдений с геостационарных спутников, достигают нескольких тысяч и даже миллионов квадратных километров.

В строении атмосферы сверху вниз выделяют следующие слои:

- стратосфера, в которой на высоте более 35 км находится озоновый слой;
- тропосфера с высотой от 8,5–10 до 16,3 км. Ее разделяют: на нижний пограничный слой высотой 1–1,5 км, здесь происходят обменные процессы атмосферы, гидросферы и литосферы; приземный слой 50 м, где имеют место колебания температуры и скорости движения воздушных масс. При этом роль приземного слоя атмосферы нередко ограничена лишь пустынями аридной зоны суши, а дальний перенос осуществляется тропосферными и стратосферными ветрами.

По дальности переноса аэрозольного материала выделяются: локальный (десятки, реже сотни километров), тропосферный (сотни и тысячи километров) и стратосферный (десятки тысяч километров) типы. Эоловый материал, попавший в стратосферу, может надолго задерживаться в ней и многократно огибать Землю, подчиняясь законам циркуляции. При тропосферном переносе для аэрозольного материала характерны узкий гранулометрический спектр (с модой для обломочных частиц в интервале 0,002–0,005 мм), угловатая и оскольчатая форма зерен. При удалении от источника на сотни километров и локальном выпадении гранулометрические особенности осадка близки к отложениям источника.

Значительный объем частиц может перемещаться по спиралям или иной формы траекториям, рассеиваться над пустынями, не пересекая их границ, тем самым осуществляя перераспределение и переотложение осадков пустынь.

В процессе транспортировки существенно изменяются количество обломочных

частиц в пылевых облаках и плотность последних. Так, у африканских берегов на 1 м^3 приходится от 100 до 10 000 частиц, а у берегов Америки — до 20 000.

При перемещении материала в составе пылевых облаков меняется соотношение не только гранулометрических фракций материала, но и различных химических элементов (теряются алюминий, железо, марганец, увеличивается содержание натрия и хлора).

Эоловый материал, поступающий с территорий суши с аридным типом литогенеза, почти целиком выпадает в аридных зонах океана. В донных осадках этого пояса содержание эолового материала достигает 50–60%, он сохраняет признаки эолового генезиса: дисперсность зерен кварца, слюд, полевых шпатов, каолинита (2–3 мм) и угловатую оскольчатую форму зерен.

В аридных зонах океанов господствующей является хемобиогенная и биогенная седиментация. Хемобиогенная имеет ряд специфических особенностей. Для планктона аридных зон характерны преобладание не диатомового, а перидиниевого и синезеленого фитопланктона и изобилие гетеротрофных бактерий. Таким образом, в аридных зонах океана резко снижены возможности для развития кремнистых организмов и накопления кремнистых осадков. Резко понижено количество кремнезема в иловых водах донных осадков.

В водной массе аридных зон океана благодаря интенсивному испарению возникает слой высокой солености (галоклин), играющий роль тяжелой жидкости. На его границе скачком происходят разложение организмов и отделение друг от друга плазмы, панцирей и биогенных элементов, попадающих в воду. Поэтому в донных осадках находится небольшое количество ОВ, что в конечном счете приводит к неблагоприятным условиям для реализации стадии диагенеза.

Для аридной зоны океана свойственна биогенная карбонатная седиментация. Карбонатные накопления начинаются от уреза воды и продолжают до глубины карбонатной компенсации. Характерно наличие групп карбонатных организмов (виды-индикаторы и биоценозы), свойственных именно этим зонам.

В пределах океанического блока А. П. Лисицыным (1974) выделены южная и северная географические аридные зоны.

Южная аридная зона. Поступление терригенного материала с территории суши невелико. Главная роль в его поставке принадлежит ветру, переносящему эоловый материал из пустынь Африки, Южной Америки и Австралии. Биогенная седиментация своеобразна. Известны коралловые постройки (Большой Барьерный риф, Австралия). Сильное испарение с поверхности вызывает появление устойчивого галоклина, препятствующего поступлению питательных солей в слой фотосинтеза. Отсюда роль первичной продукции кремнистых организмов невелика. Главная роль от диатомей переходит к перидиниям (не сохраняющимся в осадках).

Для рассматриваемой зоны весьма характерно химическое и химико-биологическое осадкообразование арагонита (в лагунах и заливах) и карбонатных осадков — оолитовых и др. (в прибрежных зонах). Среди пелагиальных отложений преобладают карбонатные илы, а ниже ГКК — глубоководные глины. До глубины 2000 м в составе карбонатных илов господствует арагонит, ниже — кальцит. Скорости седиментации — более 1 мм/1000 лет. Условия аридной седиментации резко всего выражены в южной части Тихого океана.

Северная аридная зона. Большое поступление эолового материала, особенно в

Атлантический океан, который определяет состав терригенного материала донных осадков этой зоны.

В заключение следует подчеркнуть, что для аридного типа литогенеза суши Н. М. Страховым в качестве специфической особенности осадочного процесса был отмечен региональный обмен веществом между аридным литогенезом и соседними зонами с гумидным типом литогенеза: бассейновая седиментация в аридных зонах суши идет за счет аллохтонного материала соседних зон, а из пустынь ветром выносятся в гумидные зоны тонкий алевритовый материал.

Дальнейшее изучение аридного типа литогенеза в планетарном масштабе выявило существование глобального обмена веществ между геосферами Земли: литосферой, атмосферой и гидросферой, — осуществляющего масштабный перенос больших масс осадочного материала и обмен его между континентом и океаном (см. рис. 21, 22).

Контрольные вопросы

1. Назовите принципы типизирования осадочного процесса, предложенные Н. М. Страховым и А. П. Лисицыным.
2. Расшифруйте содержание учения о глобальных зонах, или поясах, литогенеза планеты.
3. Назовите следствия кайнозойско-четвертичного оледенения, зафиксированные в геологических явлениях глобального масштаба.
4. Расскажите об особенностях континентального ледового литогенеза, ледовом гипер-, мотогенезе и седиментации.
5. Расскажите о литологических особенностях и классификации ледовых горных пород, охарактеризуйте их структуру, первичные и вторичные текстуры.
6. Опишите главные типы отложений континентального ледового литогенеза.
7. Охарактеризуйте ледовую океаническую седиментацию в Арктике.
8. Назовите главные области с высокими скоростями седиментации в Арктическом секторе ледового океанического литогенеза.
9. Дайте характеристику ледниковой океанической седиментации в Антарктиде.
10. Проанализируйте типы осадочных отложений ледникового океанического литогенеза.
11. Охарактеризуйте гумидный глобальный пояс седиментогенеза Земли в целом и отдельные его фрагменты.
12. Назовите главнейшие особенности аридного глобального пояса седиментации в целом и отдельных его частей (на континенте и в океане).
13. Расскажите о моноклиматических индикаторных типах отложений гумидной и аридной зон суши и океана.

Глава 7

НОВЫЕ ГИПОТЕЗЫ В ТИПИЗАЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА ЗЕМЛИ. СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ТЕОРИИ СЕДИЛИТОГЕНЕЗА

Построение планетарной теории литогенеза, в основу которой положен климатический принцип, дало возможность создания непротиворечивой классификационной схемы осадочного процесса в планетарном масштабе и сыграло большую положительную роль в осознании того, что Земля представляет собой единую седиментационную систему, фрагменты которой отличаются специфической реализацией осадочного процесса. Исследования последних лет стимулировали поиск иных критериев типизации и создание новых иерархических систем в целом или отдельных их частей. Такие построения для наиболее крупных категорий предложенных схем либо прямо, либо опосредованно используют тектонический принцип или признаки, возникающие под влиянием тектонического режима.

В приведенной ниже иерархической системе использованы фрагменты схем типизации осадочного процесса, предложенные авторами в разные годы (А. П. Лисицын, Ф. А. Щербаков, А. А. Чистяков, Ю. С. Долотов, С. И. Романовский и др.).

По А. П. Лисицыну, категориями высшего ранга классификации осадочного процесса планеты по строению земной коры являются мегапровинции Земли, соответствующие главным структурным элементам литосферы — континентам, континентальным окраинам и океанам. Выделяются крупнейшие ранги системы:

- мегапровинция континентов (континентальная кора),
- мегапровинция континентальных, или материковых, окраин (кора переходного типа),
- мегапровинция океанских платформ (океаническая кора).

Сводный разрез через мегапровинции Земли иллюстрирует рис. 23.

Различия в строении земной коры в выделенных тектонических категориях обуславливают гетерогенность режимов седиментации в их пределах, приводят к коренным отличиям в работе механизма подготовки, транспортировки и аккумуляции осадочного материала, в рельефе и течении эндогенных процессов. Эти различия могут определяться количественно в форме геофизических параметров сред.

Границы между областями океанической и континентальной коры проводятся по внешней части глубоководных желобов или по основанию континентального склона. Особенно контрастными являются процессы седиментации в крайних членах названного ряда мегапровинций (табл. 15).

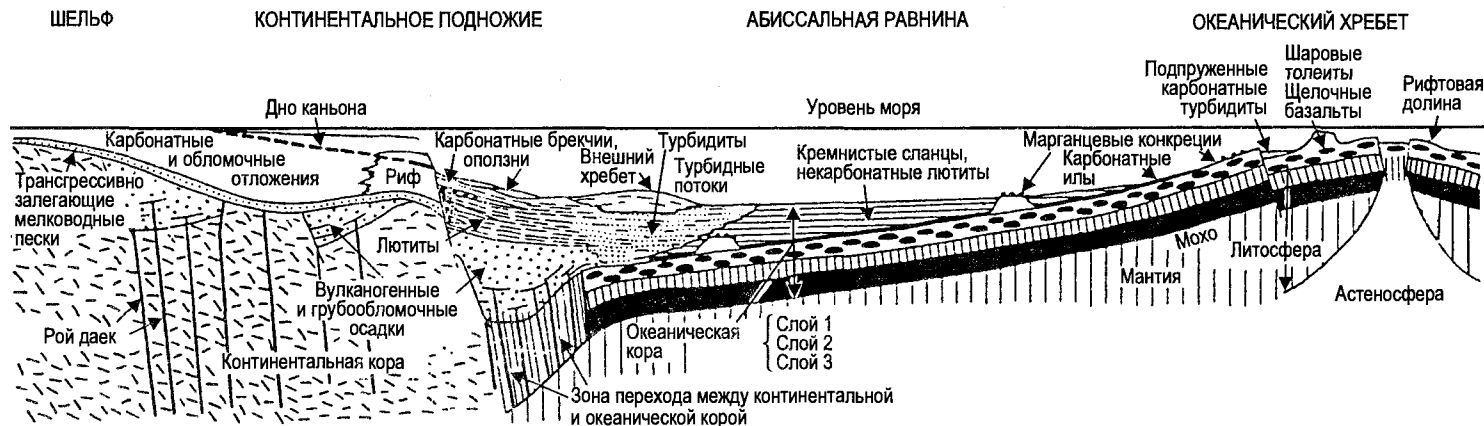


Рис. 23. Разрез, иллюстрирующий соотношение между континентальной корой, океанической корой и слоями осадков в районе пассивной окраины, такой как граница между Северо-Атлантическим океаническим бассейном и Американским континентом.

Слой океанической коры: 1 — осадки, возраст основания которых постепенно увеличивается с удалением от хребта; 2 — в основном толеитовые шаровые лавы, с удалением от хребта все более спилитовые; 3 — в верхней части располагается главным образом рой даек, в нижней — преимущественно расслоенные габбро (Геология..., 1978).

Таблица 15. Характеристики морского и континентального осадкообразования

Морские и океанические бассейны	Суша
Это конечные приемники, в которых оседает минеральное вещество после длительной миграции от источников	Это участки, являющиеся временными остановками на путях миграции вещества от областей сноса к морю как главному коллектору осадочного материала
Подавляющая часть морского и океанического дна — это область почти безраздельного господства процессов аккумуляции	Это область господства процессов выветривания и денудации, аккумуляция происходит в относительно ограниченных масштабах
Формируются мощные осадочные толщи, процессы седиментации охватывают обширные территории ¹	На большей части суши литогенез сводится к развитию кор выветривания или накоплению маломощных, но генетически разнообразных рыхлых поверхностных отложений, тяготеющих к склонам и днищам депрессий эрозионного рельефа
Морские осадочные толщи навсегда или на сотни миллионов и миллиарды лет могут входить в состав осадочной оболочки Земли	Большинство поверхностных образований не только не сохраняются полно в составе древних осадочных толщ, но и с течением времени почти целиком уничтожаются процессами последующей денудации ²

¹ Морское осадконакопление — господствующее, ибо моря занимают площадь 361 млн км², а суша — 145 млн км².

² В областях устойчивой и длительной аккумуляции могут возникать достаточно мощные континентальные осадочные комплексы.

Мегапровинция континентов (континентальная кора)

В качестве признака для выделения рангового уровня более мелкого масштаба может служить морфоструктурный признак, тесно связанный с тектоническим режимом территории.

В пределах континентального блока в зависимости от рельефа выделяются: *водораздельно-склоновые отложения* и *наземно-равнинные осадки материков*. Характеристика отложений приведенных ландшафтных областей на континенте и более дробные их подразделения подробно рассмотрены в нашем учебном пособии (Сергеева, Шванов, 1985).

Мегапровинция континентальных, или материковых, окраин (кора переходного типа)

Она занимает на поверхности Земли относительно небольшую площадь, однако имеет огромное значение, ибо представляет собой важнейшие участки Земли, где проявляются совокупные действия многих основных факторов седиментогенеза (тектонического развития, климата, рельефа и др.).

По современным представлениям, обоснованным работами Б. К. Хизена, Р. Л. Фишера, Дж. Л. Уорзела и др., континентальные окраины делятся на пассивные, ат-

лантического типа, и активные, тихоокеанского типа. Первые обрамляют Арктический, Норвежско-Гренландский бассейны, Северную и Южную Атлантику, весь Индийский океан и части краевых бассейнов Тихого океана, вторые расположены в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах (Геология континентальных окраин, 1978).

Окраинам атлантического типа свойствен относительно продолжительный период устойчивого развития. Для них характерны: 1) относительно ровный рельеф, явившийся результатом аккумуляции больших масс осадков; 2) накопление осадков в условиях относительно устойчивого и непрерывного погружения, которое мало способствовало возникновению деформаций; 3) широкий континентальный шельф подводных окраин, относительно расчлененный континентальный склон, нередко изрезанный подводными каньонами; 4) суммарная мощность осадков в основании континентального склона достигает 10 км и более.

Окраины тихоокеанского типа отличаются проявлением активных тектонических воздействий. Их структуры определяют прежде всего желоба различной глубины и сейсмической активности, океанические котловины и островные дуги. Для наиболее характерных морфоструктурных элементов окраин — желобов — присущи: 1) достаточно однообразная конфигурация; 2) преобладание в качестве основного механизма действия осевых течений, вырабатывающих продольные каналы; 3) специфический рельеф — даже при большой глубине и крутизне склонов они имеют плоские днища, достигающие ширины 2 км; 4) развитие кремнистых илов, пирокластических образований, бурых глин и других отложений, нередко турбидитовой природы, достигающих мощности в несколько десятков метров.

Классическое описание континентальной окраины, отвечающей пассивному типу, было сделано в 1959 г. Б. К. Хизеном, который на основе изменения наклона поверхности дна выделил три важнейшие структуры: *континентальный шельф*, *континентальный склон* и *континентальное подножие*. Граница между континентальным шельфом и континентальным склоном, проводимая по перегибу шельфа (*shelf break*), находится на разной глубине. Например, перегиб шельфа в полярных областях достигает глубин 600 км, а в более низких широтах — порядка 100 м. Границу между основанием континентального склона и подножием проводят там, где наклон дна в сторону моря становится меньше, чем 1 : 40. Континентальное подножие и абиссальную равнину нередко разграничивают по изменению наклона поверхности и микрорельефу дна. Граница между континентальной и океанической корой приходится на глубины 2–3 км.

Мегапровинция океанских платформ

Общая площадь пелагиали океана составляет 297 млн км². В ее пределах по тектоническому режиму, морфоструктурным особенностям и другим параметрам выделяют четыре макропровинции (Лисицын, 1991): *ложе океана с плоской или востолмленной поверхностью*; *срединно-океанические хребты (СОХ)*; *океанские острова, подводные горы и вулканы*; *трансформные разломы и тектонические уступы*.

Названные выше мегапровинции Земли составляют крупнейшие категории первого уровня *тектонно-седиментационной иерархической системы Земли*. Выделен

ные в их пределах макропровинции являются категориями более низкого уровня системы. Возможность более дробной типизации иллюстрируют классификационные схемы, предложенные для мегапровинции континентальных, или материковых, окраин Ю. С. Долотовым, А. А. Чистяковым, Ф. А. Щербаковым и другими, и мегапровинций ложа океана — А. П. Лисицыным (табл. 16, 17).

Мегапровинция континентальных, или материковых, окраин. Континентальные окраины весьма перспективны для решения поставленной задачи. В планетарном масштабе они представляют собой единую седиментационную систему, где главными факторами, определяющими ход осадочного процесса, выступают тектонический режим, влияющий опосредованно через рельеф, и активная и разнообразная литодинамика (т. е. характер переноса и отложений).

На еще более низких уровнях классифицирования используются гидродинамический фактор седиментогенеза и его природа.

В пределах подводной материковой окраины с учетом элементов рельефа и главных параметров среды осадконакопления выделяют несколько ландшафтно-седиментационных зон (Чистяков, Щербаков, 1983): *прибрежная ландшафтно-седиментационная зона материковой окраины*, являющаяся областью господства гидрогенных процессов волновой и течениевой аккумуляции (областью формирования отложений служит зона от начала деформации волн на мелководье до полосы их полного разрушения на урезе; здесь образуется широкий спектр аккумулятивных форм: косы, пересыпи, бары, аккумулятивные террасы, острова и др.); *ландшафтно-седиментационная зона континентального склона и его подножия* — область господства гравитационных процессов.

Прибрежная ландшафтно-седиментационная зона материковой окраины

Генетические подразделения внутри названной зоны основаны на учете динамических обстановок рельефообразования и осадконакопления. В разные годы процессы рельефообразования и накопления осадочного материала на шельфе изучали В. П. Батулин, В. В. Лонгинов и Н. В. Пыхов, А. А. Чистяков, Ф. А. Щербаков, выделявшие в пределах шельфа от двух до трех динамических зон.

По Ю. С. Долотову (1989), Ф. А. Щербакову и А. А. Чистякову (1983), в прибрежной области морей и океанов с учетом энергетического состояния следует выделять следующие динамические обстановки или среды осадконакопления: 1) зона накопления, или прибойно-потоковая, прибрежная часть подводного берегового склона; 2) зона деформации и разрушения волн, или волновая, приурезовая часть подводного берегового склона с валами; 3) зона трансформации волн, или зона течений как волновой, так и неволновой природы. В пределах названных зон образуются отложения, четко различающиеся по литологическим признакам.

В *первой зоне* формируются пляжевые отложения уже разрушенной волны или прибойного потока, действующего на приурезовом откосе. Они сложены песками, галечниками, ракушечниками. Для песков пляжа характерно: содержание в гранулометрическом спектре фракций размером 0,5–0,25 и 0,25–0,1 мм до 70%; почти полное отсутствие фракций менее 0,1 мм; повышенное содержание тяжелой фракции, при этом заметна максимальная концентрация сверхтяжелых минералов более 4 г/см³: циркона, граната и рудных минералов преимущественно изометричной формы; на-

Таблица 16. Схема генетических отложений континентальной окраины (Чистяков, Щербаков, 1983)

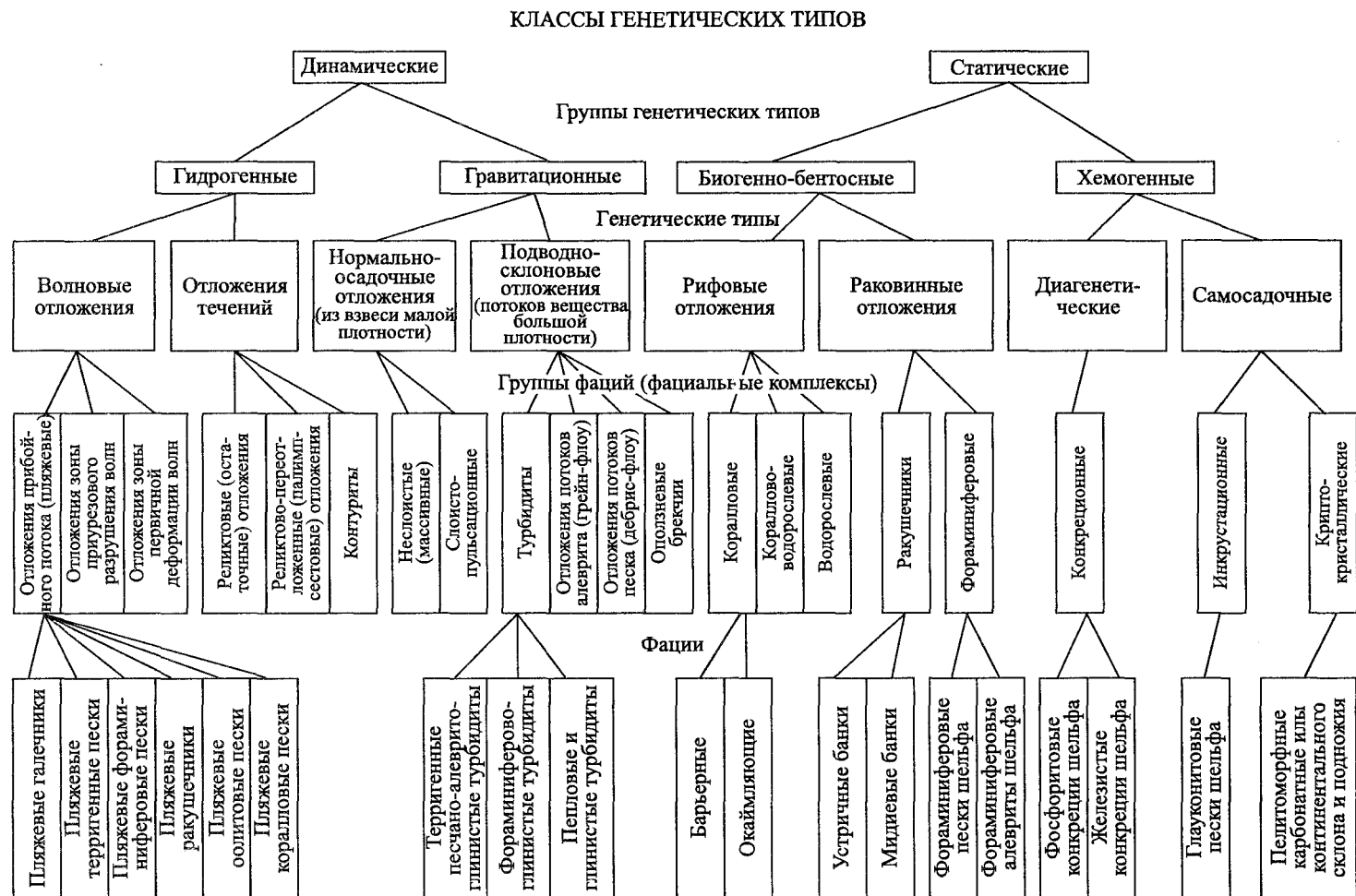


Таблица 17. Литодинамическая схема континентального седиментогенеза (Чистяков, Щербаков, 1983)

Основные седиментационные зоны и подзоны	Зоны		Береговая (волновой аккумуляции)		Шельф				Континентальный склон и его подножие					
	Подзоны	Пляж	Подводный береговой склон		Океаны		Внутренние моря	Пологий континентальный склон и подножие вне конусов выноса	Подножие уступов склона, каньоны, долины, желоба	Части глубоководных конусов выноса			Подножие выступов континентальных блоков	
			Приурезовый (зона валов)	Внешний (глубже валов)	Средних широт	Экваториальных и полярных широт				Верхняя	Средняя	Нижняя		
					Внутренний и внешний	Внешний								Внутренний
Ведущие литодинамические процессы	Гидрогенные				Гравитационные						Гидрогенные			
	Волнение и связанные с ним течения			Течения: штормовые, сгонно-нагонные, приливные, постоянные	Осаждение взвеси малой плотности	Потоки вещества большой плотности (подводно-склоновые)				Контурные течения				
	Прибойный поток	Разрушение волн	Деформация волн			Оползни и другие высокоплотностные потоки	Потоки песка	Потоки алевроита	Мутьевые потоки					
Генетические типы отложений	Волновые отложения				Отложения течений	Отложения гравитационного осаждения взвеси (нормально-осадочные)	Подводно-склоновые отложения (потоков вещества большой плотности)				Отложения течений			
Характерные группы фаций осадков, формирующихся в седиментационных подзонах	Косослоистые песчаные, галечные, валунные осадки				Реликтовые и реликтово-переслаиваемые (палимпсестовые), иногда косослоистые пески. Необиогенные осадки: кораллово-водорослевые, диатомовые (апвеллинговые). Неохомогенные гальмиролитические осадки (апвеллинговые)	Неотерригенные алевроито-глинистые илы	Неотерригенные алевроито-глинистые илы. Необиогенные осадки: ракушечные, ракушечно-фораминиферовые и кораллово-водорослевые неохомогенные осолитовые пески	Неслоистые терригенные алевроито-глинистые, реже биогенные алевроито-глинистые илы. Слоисто-пульсационные терригенные алевроито-глинистые илы	Оползневые брекчин, слоистые песчано-алеврито-глинистые осадки	Переслаивание косослоистых песков и алевроито-глинистых илов	Переслаивание алевроитов и глинистых илов	Турбилиты (традиционно-слоистые осадки)	Конгурилы (волнисто- и косослоистые алевроито-глинистые осадки)	

личие косой слоистости пляжевого типа — однонаправленные косослоистые серии с пологими углами падения слоев в сторону моря.

Во второй зоне образуются отложения приурезовой зоны деформации и разрушения волн, находящиеся ниже уреза воды на подводном береговом склоне, где возникают характерные аккумулятивные формы (единичные подводные береговые валы или их серии). В этой области прибрежной зоны преобладают пески, характеризующиеся следующими литологическими признаками: господством среди них средне- и мелкозернистых разновидностей; присутствием в их гранулометрическом спектре частиц алевроитовой размерности (менее 0,1 мм) в качестве заметной примеси, составляющей до 15%; содержанием в осадках среднетяжелых минералов с удельным весом 3–4 г/см³, например амфиболов, сочетанием крупной разномастной косой мульдобразной волнистой и горизонтальной слоистости.

Третья зона трансформации волн представляет собой внешнюю мористую часть подводного берегового склона, находящуюся ниже полосы прибрежных подводных валов. Обычно это слабонаклоненная к морю поверхность, осложненная рифелями разного масштаба. Осадкам этой зоны присущи: накопление мелкозернистых и алевроитовых песков и алевроитов; преобладание в тяжелой фракции максимально легких минералов уплощенной формы — слюд; преобладание волнистой слоистости разного масштаба и морфологии.

Таким образом, основные черты осадочного процесса в прибрежно-шельфовой зоне формируются так. Незначительная глубина шельфовой зоны предопределяет активное воздействие на седиментационный процесс гидродинамических факторов: волнения, приливо-отливных прибрежных течений, штормов. Осадконакопление на шельфе пассивных окраин приводит к образованию достаточно мощного клиноморфного тела осадков, выдвинутого в сторону континентального подножия. Изменение площади шельфа и перемещение центра тяжести седиментационной системы связаны с эвстатическими колебаниями уровня моря: повышение его ведет к расширению шельфа, его продвижению в сторону суши и уменьшению интенсивности осадконакопления на континентальном склоне, понижение — к смещению центра тяжести седиментации в сторону континентального склона и подножия. Состав накапливающихся обломочных отложений тесно связан прежде всего с геологическим строением прилегающей суши, а затем — с климатом и гидрологическими параметрами омывающих ее вод. Главными критериями выделения различных типов обломочных отложений в шельфовой зоне являются содержание *фракций-индикаторов* в песчаных отложениях, суммарное содержание преобладающих фракций, содержание и состав тяжелых акцессорных минералов и их форма, определенные ассоциации слоистых и других текстур.

В заключение следует отметить появление генетических классификаций шельфовых отложений, применимых в основном к шельфам океана. На основе концепции К. О. Эмери о глобальном развитии на океаническом шельфе реликтовых осадков в шельфовой зоне океанов выделяется ряд типов отложений (Геология..., 1978). Одним из крайних членов этого ряда являются собственно *реликтовые*, т. е. непереотложенные, но обработанные морем; затем следуют реликтивно-переотложенные *палимпсестовые*, наиболее широко распространенные отложения, представляющие собой результат перемыва и смещения реликтового материала; далее идут *амфотерные* осадки — смешение реликтового и современного материала. Вторым крайним членом, завершающим ряд, являются вновь накопившиеся перенесенные или

возникшие на шельфе отложения, называемые в зависимости от природы *неотерригенными, необиогенными* или *неохетмогенными осадками*.

Следует обратить внимание на особенности строения разрезов и состава отложенных прибрежных зон, формирующихся в условиях разного геологического строения и климата окружающей суши. По данным Ф. А. Щербакова, проанализировавшего осадки береговой зоны молодых складчатых сооружений в прибрежных зонах дальневосточных морей (Берингова, Охотского, Японского) и осадки береговой зоны древних платформ Азовского и Белого морей, ведущая роль в образовании прежде всего вещественного состава принадлежит геологическому строению побережья и прилегающей суши. Так, на побережьях древних платформ формируются кварц-олигомиктовые, аркозовые и субаркозовые пески, а на побережьях, окаймляющих области молодых складчатых сооружений мезо-кайнозойского возраста, — субграувакки, граувакки, кварцевые граувакки (Чистяков, Щербаков, 1983). Влияние климата суши сказывается на степени полимиктовости осадков прибрежной зоны. Для высокоширотных областей с преобладанием физического выветривания на континентах характерен более полимиктовый состав осадков прибрежной зоны (Берингово, Белое и Охотское моря), в гумидных, аридных и субтропических условиях суши растет тенденция к уменьшению полимиктовости состава осадков.

Ландшафтно-седиментационная зона континентального склона и его подножия

Под континентальным склоном понимается наиболее крутая его верхняя часть от края шельфа до начала выполаживания, а под континентальным подножием — наиболее глубоководная, относительно более пологая часть материковой окраины. Склон вместе с подножием рассматривается как единая седиментационная зона, где основным динамическим агентом переноса и отложения материала является сила тяжести (см. рис. 7).

Главными морфологическими элементами склона являются:

- 1) области ровного или слабохолмистого рельефа;
- 2) небольшие русла или промоины;
- 3) глубокие прямолинейные или извилистые каньоны;
- 4) уступы тектонической или иной природы;
- 5) небольшие лопастные конуса выноса.

На континентальном склоне и подножии концентрируются два различных типа осадков: а) отложения высокоплотностных потоков вещества — подводные гравититы, или автокинетиты (потоковый тип седиментогенеза); б) осадки терригенного или биогенного происхождения, которые локализуются в результате «нормального» осаднения вещества из взвеси малой плотности, получившие название нефелоидных (нефелоидный тип седиментогенеза).

В зависимости от рельефа склона, геологического строения окружающей суши, тектонической ситуации, состояния среды и ее плотности, колебания уровня моря и других факторов становится преобладающим тот или иной тип седиментогенеза. Потоковый тип седиментогенеза имеет место при действии потоков высокой плотности — автокинетических, или гравитационных. Автокинетические, или гравитационные, потоки являются сложными подводными флювиальными системами, вложенными или наложенными на окружающую океанскую водную массу. Глав-

ными факторами, формирующими флювиальные гравитационные системы, являются:

- 1) большой резерв осадочного материала, поступающего из соседней, гипсометрически более высокой зоны — обычно мелководной зоны первого глобального уровня лавинной седиментации;
- 2) наличие значительного перепада высот;
- 3) нарушение равновесия в исходном осадочном накоплении за счет тектонических движений и сейсмической активности, глобальных климатических изменений, штормов, наводнений, сильных приливов и других причин.

Масштабы накопления гравититов могут быть очень различны и возникать в водоемах разных размеров. Индикаторами глубин гравититов являются фоновые осадки, с которыми они ассоциируют по латерали или чередуются в разрезах.

Отложения потокового типа седиментогенеза аккумулируются в пределах многочисленных эрозионных форм рельефа: в каньонах и долинах. По этим каналам материал может поступать как из шельфовой зоны, так и за счет разрушения внутрисклоновых поднятий. Каньоны на континентальном склоне нередко несут двойную функцию: транзитную (в этом случае в верхней части его склонов развиты эрозионные процессы) и аккумулятивную, сопровождаемую образованием обвальнопользневых и собственно гравитационных или водно-потоковых отложений. Каньоны имеют различную протяженность, в том числе значительную — до 400 км, высоту — до первых сотен метров и в отдельных случаях до 1–1,5 км, стенки от пологих до почти отвесных. В максимально развитых каньонах отмечается несколько этапов эрозии и заполнения.

Господствующим типом отложений континентального склона являются отложения, образующиеся под влиянием гравитационных процессов: отложения потоков вещества высокой плотности или подводно-склоновые, подчиненную роль играют отложения гравитационного осаднения из взвеси малой плотности и нормально-осадочные. Распределение главных генетических типов осадков определяется прежде всего действием динамических гравитационных факторов седиментогенеза и подчиняется законам дифференциации вещества. Первые накапливаются в каньонах и связанных с ними конусах, вторые — на пологих участках склона вне зоны действия каньонов.

Вне каньонов возможно образование осадков в связи с донными течениями, которые размывают и перерабатывают осадки, перемещая нередко песок в режиме волочения. Сильные течения удаляют мелкие частицы и формируют «остаточные» отложения (от грубозернистых до галечных).

Ниже приводится описание наиболее распространенных осадков континентального склона.

Среди отложений высокоплотностных потоков выделяют два крупных класса: обвальнопользневые; гравитационные, или автокинетические, или водно-потоковые, или массопотоковые (Хворова, 1989).

Обвальнопользневые подводные отложения

Гравитационные оползни. Морфологически область развития гравитационных оползней фиксируется зоной отрыва в виде крупных уступов в тыловой части оползня и холмистой поверхностью во фронтальной части в связи с развитием деформаций — складок-надвигов. Мощность оползневой толщи может достигать 500 м, ширина оползневой зоны — от первых десятков до 100 м. Протяженность гравита-

ционных отложений от верхней части шельфа до глубин в 2–3 км может достигать 300–400 км. Изученные у подножия континентального склона Северо-Западной Африки гравитационно-оползневые отложения среднего–верхнего миоцена представляют собой гемипелагические мергели мощностью до 50 м, содержащие до 20 смятых горизонтов толщиной от нескольких сантиметров до нескольких метров. В них фиксируются опрокинутые складки, следы разрывов, конволютные текстуры и переотложенный раковинный детрит.

Тектоно-гравитационные оползни. Образование тектоно-гравитационных отложений, или олистостром, обычно связывают с изменениями тектонических событий. Этим отложениям присущи широкое площадное распространение и большой объем перемещенного материала. Слагающий эти отложения материал обычно представляет собой несортированную осадочную смесь, состоящую из крупных обломков глыб, отторженцев и более мелких фрагментов и заключенную в крупно-мелкообломочный и даже глинистый матрикс гравийно-песчаный, песчано-алевритовый, иногда пелитовый. Состав тектоно-гравитационных отложений весьма разнообразен. Среди них установлены карбонатные, встречающиеся близ уступов, сложенных карбонатными отложениями, состоящие из обломков базальтов, скрепленных мелкой гиалокластикой и вторичным карбонатом в рифтовых долинах океана, иногда кластический материал представляет собой обломки осадочных, магматических и метаморфических пород в складчатых областях и островодужных системах. В ряде случаев отмечается офиолитовая кластика: ультрамафиты, серпентиниты, габброиды, базальты, амфиболиты. Связующую массу составляет смесь глинистого материала (30–40%) и мелкообломочного полимиктового песка и гравия (60–70%). Часто материал олистостром тектонизирован — отмечается брекчированность обломков, расслаивание матрикса, образование цемента за счет разрушения крупных обломков.

Подводные обвальные накопления — колловий. Образуются вблизи крутых и обрывистых подводных склонов. Представлены несортированными брекчиями, состоящими из обломков разной крупности — от менее 1 см до более 1 м. Состав обломочной массы зависит от состава разрушающихся пород.

Отложения гравитационных, автокинетических, потоков

Гравитационные потоки представляют собой движущуюся водно-осадковую смесь и переносят материал с высоких гипсометрических уровней на низкие, чаще всего из мелководных зон в глубокие части бассейнов. Классификационная схема потоков исходит из режима движения, плотности, механизма удержания частиц во взвеси. Границы их условны, ибо один и тот же поток может при движении переходить из одного типа в другой, меняя свой режим движения, плотность и способ удержания материала. Ниже приводится краткая характеристика главных типов потоков и их параметров, а также возникающих в связи с ними осадков.

Дебриты (синоним — грязекаменные потоки). Это отложения подводных пастообразных потоков, представляющих собой пластично-вязкую субстанцию. Скорость потоков может варьировать от 10–20 до 100 м/с, а перемещение материала может достигать 350 км/год. Дебритные потоки свойственны для крутых нестабильных склонов при нарушении равновесия последних в результате сейсмических толчков, тектонических подвижек, скоплений крупных масс осадков.

Характерной особенностью дебритов является их пестрый гранулометрический спектр, в котором обычно присутствие грубообломочного материала, в основ-

ном гравийно-галечного, реже валунного или песчаного, глинистого или песчано-глинистого заполнителя. Среди терригенных отложений дебризных потоков можно отметить несколько разновидностей: 1) так называемые пудинговые конгломераты или брекчии с высокой степенью насыщенности обломочным материалом (60–70%) и песчаным или глинисто-песчаным заполнителем; распределение крупных обломков может быть хаотичным или упорядоченным с ориентированным положением удлиненных обломков вдоль поверхности напластования, характерно также присутствие «висячих» удлиненных фрагментов, расположенных под крутыми углами к поверхности напластования; 2) гравийно-галечные или гравийно-галечные с неслоистым глинистым заполнителем; 3) глины с рассеянными обломками разной величины, описанные в литературе как галечные алевролиты, валунные глины, тиллитоподобные конгломераты и др.

Отложения дебризных потоков имеют градационное строение — прямое или инверсионное, нередко они однородны и неслоисты.

Состав обломочного материала дебритов обычно носит унаследованный характер от пород, питающих провинции: в островодужных системах крупная фракция их представлена угловатыми и окатанными обломками преимущественно андезитов и базальтов, реже диоритов, риолитов и других пород, а матрикс — витро-кристаллолитокластическим материалом — вулканитовыми дебритами. Известны карбонатные дебриты, состоящие из обломков известняков, погруженных в микритовый матрикс, в зонах спрединговых хребтов встречаются дебриты, состоящие из обломков известняков, погруженных в микритовый матрикс, а также из обломков базальтов, габброидов, а скрепляющая их масса — из гиалокластического и глинистого материалов. Мощность дебритовых отложений десятки метров.

Грейниты. Это осадки потоков, представляющих собой движущуюся массу водонасыщенного песка или гравия, где частицы удерживаются за счет дисперсионного давления, создаваемого столкновением зерен. Полагают, что зерновые потоки возникают на крутых склонах и слагают маломощные слои от 5 до 30 см. Грейниты наблюдались в каньонах континентальных склонов, образуя «реки песка» с каскадами.

Грейниты представлены преимущественно мелко-среднезернистыми песками с примесью алевритового пелитового, а также гравийного мелкогалечного материала. Нередко крупные обломки глинистого состава имеют вид «флотирующих» галек. Текстура грейнитов разнообразная: однородная, иногда они имеют градационное строение, иногда — инверсионное градированное.

Флюидизиты. Это отложения флюидизированных, или разжиженных, потоков, представляющих собой движущуюся массу обводненного осадка, где частицы удерживаются восходящими потоками жидкости, которая выжимается из межзернового пространства при оседании зерен под действием силы тяжести.

Турбидиты. Циклы А. Боумы, Д. Лави, Д. Пайпера и Д. Стоу (рис. 24). Они являются отложениями турбидитных потоков, отличающихся от других большой мобильностью и высокой степенью турбулентности. Обычно взвесь состоит из смеси частиц песчаного, алевритового и пелитового размера, удерживающихся во взвешенном состоянии турбулентностью. Плотность турбидитных потоков довольно сильно варьирует. Ф. Кюнел характеризовал турбидиты как отложения турбулентных гравитационных потоков, плотность суспензии которых составляла 1,03–1,3 г/см. Типичными турбидитными потоками считаются суспензии с плотностью 0,025–3,0 г/л,

Обозначения по А. Боуме	Литология	Характеристика	Обозначения по Д. Пайперу	Седиментационная структура
E		Ил	f	Пелагические осадки, большей частью биотурбидированные
		Ил	e ₃	С отсутствием градации
		Ил	e ₂	Градационная
		Ил	e ₁	Весьма тонкослоистая ламинационная
D		Ил-алеврит	d	Верхний слой с плоско параллельной тонкой слоистостью
C		Алеврит-песок	c	Рябь течения потоков и конволютная слоистость; диагенетические разрывы, вызванные ранней силификацией
B		Песок	b	Горизонтальная слоистость (ламинация) с градационными слоями
A		Песок	a	Градационная слоистость, черепитчатость, поверхность с подошвенными знаками

Мощность, сантиметры – первые метры

Рис. 24. Терригенный типовой циклит А. Боумы (1962) с интерпретацией Д. Пайпера как турбидитного многослоя (Хворова, 1989).

а высокоплотными или перегруженными — с содержанием частиц 50–250 г/л. Отложения последних носят название флюксотурбидитов. Обладая большой мобильностью, эти потоки достигают больших глубин бассейнов, перенося огромные массы осадочного материала на расстояния до 100 км при скорости до 90 км/ч.

По Д. Кеннету, различаются три типа турбидитов: классические, проксимальные и дистальные.

1. Классические турбидиты состоят из слоев, связанных между собой определенной последовательностью, образующей характерный многослой или циклит. Турбидный классический циклит, описанный А. Х. Боумой, состоит из пяти пачек — А, В, С, D, Е, или Та–е общей мощностью от 20 до 150 см (см. рис. 24).

1-1. Интервал Та. Образован обычно песчаным, реже гравийным материалом с градационным строением: более грубозернистым в основании и мелкозернистым вверху. Его нижний контакт обычно эрозионный, резкий. При однородном материале градационная слоистость отсутствует. Интервал градационный.

1-2. Интервал Tb. Сложен горизонтально-слойчатыми мелкозернистыми песками. Интервал горизонтально-слоистый.

1-3. Интервал Tc. Представлен тонкозернистыми песками или алевритами с риппельной текстурой с косой, волнистой и конволютной слоистостью. Интервал косо-слоистый.

1-4. Интервал Td. Параллельно-слойчатый алевро-песчаник, алевролит. Интервал горизонтально-слоистый.

1-5. Интервал Te. Неслоистый или поясно-слоистый алеврит или пелит, в верхней части нередко биотурбидированный. Интервал неясно слоистый.

В последние годы сложилось представление о том, что в приведенном цикле лишь Tabcd являются отложениями турбидитного потока, а Те представляет собой осадок фоновой седиментации, связанный постепенным переходом с отложениями турбидитовой природы.

В строении интервала Те цикла Боумы, получившего название цикла Пайпера-Стоу, e_{1-3} , по структурно-текстурным признакам Д. Пайпер в 1978 г. выделил три интервала снизу вверх:

- e_1 — неотчетливо слоистые глины с прослоями алеврита. В нижней части слоистость градационно-конволютная, далее волнистая и горизонтальная;
- e_2 — сортированный ил;
- e_3 — несортированный ил.

Интервал Е можно рассматривать как итог фоновой и нефелоидной седиментации, образовавшейся после прохождения турбидитного потока из взвеси малой плотности.

Континентальное подножие. Как и континентальный склон, оно представляет собой область активного накопления осадков. Это наиболее глубоководная, относительно пологая часть материковой окраины. Осадконакопление в ней происходит под влиянием нескольких процессов:

- действия высокоплотностных потоков разной природы, сопровождающихся формированием подводно-склоновых отложений потоков вещества высокой плотности, образующих широкий спектр разнообразных типов отложений;
- контурных течений;
- гравитационного осаждения из взвеси малой плотности.

При этом характерной особенностью осадконакопления на континентальном подножии является весьма отчетливая дифференциация в пространстве отложений, возникающих под влиянием названных процессов.

Подводно-склоновые отложения потоков вещества высокой плотности образуют отчетливо локализованные в пространстве тела — глубоководные конусы выноса, чаще всего являющиеся продолжением каньонов континентального склона. В пределах развитых конусов выделяют верхнюю, среднюю и нижнюю части. В верхней части преобладает флуксотурбидитовый проксимально-веерный комплекс, в средней — отложения высокоплотностных и разжиженных потоков (турбидитовый среднефеновый комплекс), представленные мелкогалечно-гравийными и песчаными осадками. Нижнюю часть составляют мелкозернистые пески и алевриты (дистальный турбидитовый нижнефеновый комплекс).

2. Другим очень важным фактором формирования осадков континентального подножия являются контурные течения. Они представляют собой течения, участвующие в общей циркуляции глубинных вод океана. Известны громадные скопления осадков мощностью до 3 км, которые переносились контурными течениями на расстояния 1000–3000 км и в конечном итоге образовали огромный хребет шириной до 600 км (восточное побережье США). Таким образом, следует принять во внимание в осадочном процессе подножий латеральную, контролируемую изобатами транспортировку осадков с помощью геострофической системы контурных течений, вовлеченных в общую циркуляцию вод Мирового океана.

3. Вне конусов выноса и контуритов на континентальном подножии идет накопление отложений путем осаждения из взвеси малой плотности (нефелоидные осадки). Такое пространственное распределение различных по генезису отложений установ-

лено на континентальных склонах как океанических бассейнов, так и внутренних морей (восточное континентальное подножие Северной Америки, Черное море и др.). Среди алевроито-глинистых и биогенных илов выделяют два типа осадков: однородные и стратифицированные. Последние получили название слоисто-пульсационных, так как стратификация их связывается с пульсациями в составе и концентрации взвеси, насыщающей водную массу. Масштабы пульсаций могут варьировать от многолетних до сезонных.

Таким образом, подводные континентальные окраины образуют глобальную и наибольшую по размеру морфоструктуру Земли, имеющую фундаментальное геологическое значение.

Интерес к континентальным окраинам неизмеримо возрос в современную эпоху. В последние годы они были объектом постоянного внимания. Был получен большой объем новых данных, позволивших по-новому оценить их природу. Интерес к этим окраинам возрос еще больше, когда было выяснено, что они располагают большими биологическими, нефтяными и минеральными ресурсами. Для отложений континентальных окраин была предложена детальная их типизация и создана многоуровневая генетическая (динамическая) классификация (см. табл. 16, 17).

Для отложений материковой окраины наиболее логически стройную многоуровневую генетическую классификацию предложили А. А. Чистяков и Ф. А. Щербаков (1983). Ими была показана принципиальная возможность на основе учета динамического состояния среды и механизма извлечения осадочного материала выделять различные категории отложений разной генетической природы. Содержание этой классификации отражает табл. 16. Высшая единица первого уровня в предлагаемой классификации — это классы генетических типов: *класс динамических типов* (главный агент накопления — динамика среды) и *класс статических типов* (главные агенты накопления — биогенные и хемогенные процессы). На втором, более низком уровне выделяются группы генетических типов: *гидрогенная группа генетических типов* (главный агент — кинетическая энергия движущейся водной массы) и *гравитационные группы* (агент — сила тяжести). На следующем, третьем, уровне выделяются генетические типы, обособляемые по ведущим динамическим процессам, — 8 типов. Следующей единицей в рассматриваемой классификации являются группы фаций или фациальные комплексы (20 комплексов). Низшая единица последнего уровня классификационной схемы — фации. Общую литодинамическую характеристику континентально-окраинного седиментогенеза отражает табл. 17.

Мегапровинция океанских платформ объединяет макропровинции, чрезвычайно сильно отличающиеся друг от друга по тектоническому режиму, морфоструктурным особенностям, протеканию процессов седиментогенеза, вулканизма и другим признакам. Напомним, что такими макропровинциями являются:

- 1) срединные океанические хребты (СОХ);
- 2) океанские острова, подводные горы и вулканы;
- 3) трансформные разломы и тектонические уступы;
- 4) ложе океанов.

Чрезвычайная разнородность этих макропровинций затрудняет использование для данной мегапровинции единого динамического признака типизирования и, следовательно, построение иерархической системы от более крупных таксонометрических уровней к более мелким.

Макропровинция срединных океанических хребтов. СОХ образуют планетарную систему, протягивающуюся через все океаны и имеющую общую длину более 60 000 км. Ширина зоны хребта колеблется от 300 до 3000 км. Общая площадь макропровинции СОХ достигает 42 млн км² — около 8% поверхности Земли и 15% поверхности океанов (Лисицын, 1991).

Области СОХ характеризуются различными тектоническим режимом, глубиной генераций магмы, скоростью поступления ее и глубиной дифференциации. По скорости расширений выделяют группу активных хребтов с малыми скоростями расширений (1–3 см/год) и группу хребтов с высокими скоростями (3–18 см/год). Для первых свойственны комплексы нормальных толеитовых базальтов и выходы ультраосновных пород (III слоя океанической коры). Такие базальты характеризуются низким содержанием калия (0,1–0,2% K₂O) и концентрацией Al₂O₃, колеблющейся от 14,5 до 16%. Ультраосновные породы содержат оливин, ортопироксены, клинопироксены, шпинель (феррихромпикотит), акцессорную группу составляют хромдиопсид, апатит, халькопирит, касситерит, пайтеит. Для вторых типичны высокоглиноземистые базальты с содержанием Al₂O₃ от 16,5–17 до 21% и пониженное количество калия и титана.

Вся зона СОХ рассечена многочисленными разломами, образующими области дробления, чем обеспечивается, наряду с генерацией глубинного базальтового вещества, продуцирование больших скоплений коллювиальных, эдафогенных, экзоэлювиальных отложений, образование гиалокластов и лавокластов. Особая роль СОХ заключается в поставке жидкого эндогенного материала, дающего начало металлоносности осадкам.

Кроме того, в районе СОХ поверхность их покрыта планктоногенными карбонатными осадками, сменяющимися кремнистыми по мере удаления от хребта и последовательного роста глубин. К этому же надо добавить увеличение мощности осадков в том же направлении (см. рис. 2, 4, 23).

Макропровинция океанских островов, подводных гор и вулканов. Океанские острова и подводные горы занимают небольшую площадь в океане. Преобладающим типом пород здесь являются щелочные базальты, характеризующиеся, по сравнению с типичными толеитовыми базальтами, более высоким содержанием K₂O, TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, значительным Ca и Mg и обогащенностью малыми элементами: Ba, La, Nb, Rb, Sr, Th, U, Zr. Они нередко встречаются в ассоциации с нормальными толеитовыми базальтами, андезитами, трахитами, риолитами. С островов-вулканов в бассейн седиментации поступает пирокластический материал, содержащий стекло основного состава, лабрадор, клинопироксен, оливин, магнетит, а также элементы Ba, K, Pb, V, Th и др.

Макропровинция трансформных разломов и тектонических уступов. Трансформные разломы представляют собой грандиозные образования океанов. Максимальные из них имеют протяженность порядка 8 тыс. км при ширине до 100 км и более. Вертикальные смещения по ним достигают 5000 м, горизонтальные — составляют максимально 1000–1200 км. По трансформным разломам происходит поступление эндогенного вещества, по химизму и составу близкого к макропровинции СОХ или макропровинции ложа океана. В целом оно имеет огромные масштабы. Таким образом, рассмотренная питающая провинция, кроме эндогенного вещества, через разломы и зоны дробления поставляет материал эдафогенной природы (эдафогенные отложения и примесь этого материала в осадках).

Макропровинция ложа океана. Область пелагиали имеет колоссальные масштабы. В силу огромности площади океанов, многообразия факторов, регулирующих и влияющих на ход осадочного процесса в пределах океанического блока вообще и ложа океана в частности, этот процесс значительно сложнее и разнообразнее, чем на континентальном блоке.

Специфику океанского седиментогенеза в общем виде составляют:

1) однородность физико-химических параметров среды — водной массы, прежде всего солености, варьирующей в пределах 3,3–3,8‰, общей насыщенности ее основными компонентами (за исключением карбоната кальция), химической стабильности (нормальная морская вода не бывает слишком кислой или слишком щелочной);

2) сравнительно постоянная температура (большая часть воды в океане имеет температуру ниже 2 °С;

3) большая роль в процессе осадконакопления биологического фактора и высокая биологическая продуктивность среды;

4) более однородный климат в пределах акватории и наличие широтных климатических зон;

5) особая гидродинамика и структура водной толщи океана и весьма активное воздействие на осадочный процесс гидродинамического фактора;

6) различные типы зональности в распределении осадочного вещества: широтная, циркумконтинентальная, батиметрическая и тектоническая.

Ложе океанов представляет наибольший интерес для познания процессов глубоководного океанского седиментогенеза. Процессы, происходящие в центральных частях океана, на большей площади дна морей и океанов протекают иначе, чем при континентально-окраинном типе литогенеза, рассмотренном в предыдущем разделе.

Прежде всего следует отметить, что область пелагиали имеет огромные масштабы, составляя от 77 до 90% поверхности Мирового океана, и относится к областям с преимущественно нормальной нелавинной седиментацией, идущей в условиях низких значений взвеси (до 0,1 мг/л) и низких скоростей седиментации (от 1–10 Б и реже больше).

Основными факторами, контролирующими распределение пелагических осадков, являются глубина, температура, биологическая продуктивность поверхностных вод, океанские течения, расстояния от областей сноса, содержание в осадках органического вещества и связанного CO_2 , окислительно-восстановительные условия и активность бентосных организмов. Особую роль в распределении осадков играет структура водной толщи океана. С ней связано наличие вертикальной стратификации или зональности, влияющей на состав и расположение осадков. В океанской толще имеют место: 1) критическая глубина карбонатообразования (КГК), уровень расположения которого заметно варьирует в сторону более высокого в полярных районах и халистазах и более низкого под системой экваториальных течений; 2) уровень растворения фораминиферовой, кокколитовой и другой карбонатной органической составляющей и так называемый лизоклин. Другая разновидность вертикальной зональности связана с кислородным режимом водной толщи, в которой выделяются сверху вниз следующие зоны: 1) зона насыщения O_2 , 2) зона кислородного минимума на глубинах от 100 до 1300, реже 2000 м, 3) последующая кислородная зона на больших глубинах.

Наибольший масштаб в пелагиали имеет биогенное осадконакопление. От общего объема осадочного материала этой мегапровинции биогенный материал составляет

40%. По данным анализа типов осадков Мирового океана, сумма площадей распространения биогенных осадков, содержащих более 50% $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$ (аморфн.), составляет 39,15% всей площади распространения глубоководных отложений. В скелетном веществе морских растений и животных образуются три твердых компонента осадочных отложений: карбонат кальция в форме кальцита или арагонита, аморфный, или опаловый, кремнезем и фосфат кальция. Карбонатные илы являются доминирующими биогенными отложениями, намного превышающими по скорости накопления другие биогенные осадки. Они тяготеют к более мелководным частям ложа океанов. Некоторые геологи описывают их как «снег, покрывающий горы глубокого океана».

Среди органических остатков, имеющих порообразующее значение и использующих карбонаты для построения своих скелетов и раковин, выступают кокколиитофориды, фораминиферы, птероподы, моллюски. Батиметрическую зональность в распределении биогенных карбонатных илов иллюстрирует рис. 25. Это явление связано с постепенным ростом недонасыщенности океанской воды карбонатом кальция, с увеличением давления, уменьшением температуры и процессами растворения.

Уровень насыщения карбонатами в различных районах океана располагается на разных глубинах. Он показывает глубину, на которой морская вода находится в устойчивом равновесии по отношению к карбонатной системе. Иными словами — компенсационная глубина кальцитонакопления (КГК) представляет собой глубину, где скорость поступления карбоната кальция сбалансирована скоростью его растворения и в итоге не происходит аккумуляция CaCO_3 . Установление факта растворения раковин планктонных организмов привело к введению понятия «лизоклин». В самом общем виде лизоклин рассматривается как зона, в которой происходят наиболее существенные и быстрые изменения в составе комплексов карбонатных орга-

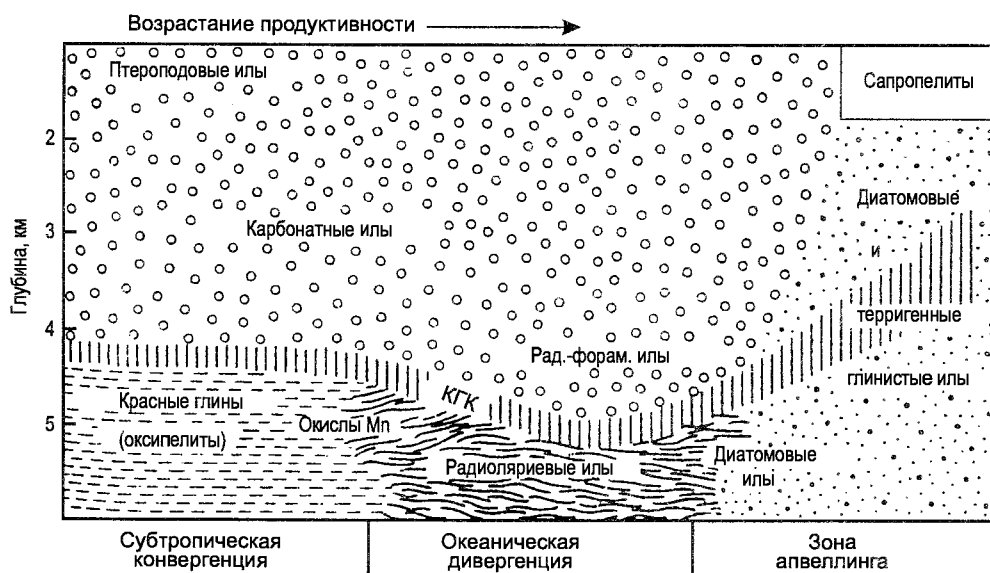


Рис. 25. Распространение органических илов и красной глубоководной глины в пелагической области океанов (Нешиба, 1991).

Таблица 18. Абиссальные осадки ложа океана (Логвиненко, 1984)

Признаки	Карбонатные илы		Кремнистые илы		Красная глубоководная глина		
	фораминиферовые	фораминиферо-кокколитовые и кокколитовые	диатомовые	радиоляриевые			
Цвет	Белый, розовато-желтый	Белый, кремовый	Желтовато-бурый	Желтовато-коричневый	Красный	Коричневый	Серовато-желтый
Состав породообразующих организмов и неорганических компонентов	Фораминиферы (планктонные) – до 75%, кокколиты, радиолярии, диатомеи и другие – в небольшом количестве	Кокколиты, фораминиферы, радиолярии, диатомеи и др.	Диатомеи – до 50%, радиолярии, фораминиферы – до 20%, спикулы губок	Радиолярии – до 50%, диатомеи, фораминиферы, спикулы губок	Известковые организмы – до 6%, кремнистые организмы – 2–3%, полиминеральная Г, М, Х, К, См/Сл	Известковые организмы – до 6%, кремнистые организмы – 2–3%, М – 50–70% Г, Х, К, Σ Г/М 85%	Известковые организмы – до 6%, кремнистые организмы – 2–3%, полиминеральная Г, М, Х, К, См/Сл
Минеральные новообразования	CaCO ₃ – до 95%, глауконит	CaCO ₃ – до 98%	SiO ₂ – 35–50–72%, FeS ₂	SiO ₂ – 30%	Окислы и гидрокислы Fe – более 5%	Цеолиты Mn-конкреций	Карбонаты Fe и Mn, FeS ₂
Сорг	Присутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	0,25%	Отсутствует	До 1%
Примеси	Терригенные глинистые – до 25%, пирокластические	Терригенные глинистые, пирокластические	Глинистые материковые, терригенные и пирокластические	Цеолиты, окислы Mn, терригенные и пирокластические	Терригенные и вулканические	Пирокластические	–
Глубина образования	4–5 км	3–5 км	до 5–6 км	4,5–6,5 км	4–6,5 км	4–6,5 км и более	4–6,5 км
Происхождение	Биогенное	Биогенное	Биогенное	Биогенное	Обломочное	Диagenетическое	Обломочное
Распространение	Тропическая зона и высокие широты Тихого и Атлантического океанов	Тропическая зона океанов и морей низких широт	Приполярная зона Северного и Южного полушарий	Приэкваториальная зона Индийского, Тихого и Атлантического океанов			
Скорость накопления	до 30–60 Б	до 30–60 Б	до 10–20 Б	до 10–20 Б	1–5 Б	1–5 Б	1–5 Б

Примечание. Г, Х, М, К, См/Сл – глинистые минералы (Г/М): Г – гидрослюда, Х – хлорит, М – монтмориллонит, К – каолинит, См/Сл – смешанослойные глинистые минералы.

низмов, вызванных различной степенью их растворения. Корреляция между положением лизоклина и КГК для Тихого океана показана на рис. 25. В других случаях лизоклин рассматривают как горизонт, маркирующий уровень резкого возрастания растворимости кальцита в морской воде.

В итоге главными факторами, контролирующими разрушение карбонатных илов, являются биологическая продуктивность, регулирующая поступление в осадок карбонатного вещества, а также органического вещества, определяющего кислотность иловых вод, активность бентосных организмов и океаническая циркуляция вод. Биологическую продуктивность определяет поверхностная циркуляция, а растворение карбонатного материала регулируется абиссальной циркуляцией агрессивных придонных вод.

К основным компонентам глубоководных осадков относятся (табл. 18):

биогенные: кокколитофориды (планктонные водоросли; кальцит), известковые фораминиферы (планктонные и бентосные формы; кальцит), птероподы (эутекосомные и гетероподные пелагические гастроподы; арагонит), радиолярии (полицистиновые радиолярии, планктонные формы, иногда феодарии, никогда акантарии; аморфный кремнезем), диатомовые (кремневые водоросли; аморфный кремнезем; бентосные формы перетолжены из мелководных зон), силикофлагеллаты (кремневые водоросли; аморфный кремнезем), остатки рыб (зубы, обломки костей; фосфат кальция), агглютинированные раковины фораминифер (бентосные формы; неорганические частицы с органическими лигандами), органическое вещество;

терригенные: кварц, полевые шпаты, слюды, глинистые минералы, тяжелые минералы, окислы железа, обломки пород, обрывки растений (приносимые реками, ветром или льдами);

аутигенные: окислы и гидроокислы (железистые конкреции), силикаты (цеолиты, глинистые минералы; Na, Ca, K, Mg), сульфиды тяжелых металлов (Fe, Zn, Cu, Ni, Co, Pb), сульфаты (Ba, Sr), карбонаты (Ca, Mg, Mn, Fe), фосфаты (фторалатит);

вулканогенные: вулканическое стекло и палагонит (измененное стекло), пемза и другие обломки пород (пепел), транспортируемые течениями и ветром (а также некоторые хемогенные осадки, главным образом окислы железа, в активных областях СОХ);

космогенные: шарики метеоритного вещества.

Приведем классификацию глубоководных осадков по Олауссону (Геология..., 1978):

I. Эвпелагические осадки (биогенные илы и глины):

содержание фракции с диаметром зерен более 5 мкм — менее 25%: терригенные, вулканогенные и (или) неритовые;

медианный диаметр зерен — менее 5 мкм (за исключением аутигенных минералов и пелагических организмов).

A. Пелагические глины (содержание CaCO_3 и кремневых организмов менее 30%):

слабокарбонатные глины — 1–10% CaCO_3 ,

сильнокарбонатные (или мергелистые) глины — 10–30% CaCO_3 ,

слабокремнистые глины — содержание кремневых организмов 1–10%,

сильнокремнистые глины — содержание кремневых организмов более 30%.

Б. Биогенные илы (содержание CaCO_3 или кремневых организмов более 30%):

$\text{CaCO}_3 > 30\%$; $< 2/3 \text{ CaCO}_3$ — мергелистый ил; $> 2/3 \text{ CaCO}_3$ — карбонатный ил;

$\text{CaCO}_3 < 30\%$. Содержание кремневых организмов более 30% — диатомовые или радиоляриевые илы.

II. Гемипелагические осадки (глинистые илы):

содержание фракции с диаметром зерен более 5 мкм — более 25%: терригенные, вулканогенные и (или) перитовые;

медианный диаметр зерен — более 5 мкм (за исключением аутигенных минералов и пелагических организмов).

A. Карбонатно-глинистые илы ($\text{CaCO}_3 > 30\%$):

$< 2/3 \text{CaCO}_3$ — мергелисто-глинистый ил; $> 2/3 \text{CaCO}_3$ — карбонатный ил;

содержание раковинного $\text{CaCO}_3 > 30\%$ — фораминиферовые, наннопланктонные илы, ракушечники.

B. Терригенные глинистые илы ($\text{CaCO}_3 < 30\%$): кварцевые, аркозовые, слюдистые (по преобладанию основных компонентов: кварца, полевых шпатов, слюд).

B. Вулканогенные глинистые илы ($\text{CaCO}_3 < 30\%$). Преобладают пепловый материал, палагонит и т. п.

III. Пелагические и (или) гемипелагические осадки:

доломито-сапропелитовые образования,

сапропелиты — черные (богатые углеродом) глины и глинистые илы,

кремнистые образования — силицифицированные аргиллиты и породы, сцементированные кремнеземом,

известняки.

Главными компонентами кремнистых осадков являются остатки диатомовых водорослей, радиолярии, силикофлагелляты, спикеры губок. Они сложены опалом — гидратированной формы аморфной окиси кремния. Кремнистые осадки характерны для областей с высокой биологической продуктивностью: 1) прибрежный апвеллинг, 2) экваториальный пояс — зоны дивергенции, 3) полярные фронтальные зоны (см. рис. 20). При этом диатомовые илы тяготеют к высоким широтам, а радиоляриевые — к экваториальной зоне. Максимальная скорость накопления установлена на экваторе и в прибрежных районах.

Среди осадков неорганической природы пелагиали главнейшим уникальным типом являются красные глубоководные глины. Такие глины покрывают 35% поверхности дна в Тихом океане и 25% — в Атлантическом и Индийском. Это обычно алевроито-пелитовые илы от шоколадного до красно-коричневого цвета, которые накапливаются в океане ниже КГК кальция с очень низкими скоростями седиментации — менее 1 Б на глубинах 4–6,5 км. В их составе установлены следующие компоненты: глинистый материал разной генетической природы, обломочный и вулканогенный материал, аутигенные минералы, органические остатки.

Особенно информативным компонентом глин являются глинистые минералы: монтмориллонит, иллит, каолинит, хлорит. Наиболее распространены среди них монтмориллонит и иллит, при этом соотношение между ними сильно варьирует в различных частях океанов. Традиционно монтмориллонит считают океаническим продуктом выветривания вулканических пород, а иллит — принесенным с континента. Аргументы в пользу континентального происхождения иллита базируются на определении его абсолютного возраста, составляющего 200–400 млн лет. Каолинит и хлорит, по мнению большинства исследователей, как и иллит, имеют обломочное происхождение. Природа глинистого материала красных глин издавна была пред-

метом дискуссии. Меррей и Ренар считали, что глинистое вещество пелагиали образуется главным образом за счет выветривания вулканического материала, существенную роль в формировании этих осадков, по их мнению, могло играть коллоидное вещество, поступающее с суши. Дискуссия об источниках осадочного материала красных глин перешла на компромиссные позиции. Считают, что глины среднего эоцена–нижнего миоцена в своем составе содержат продукты разложения толито-вых базальтов океана, глины, возникшие 10 млн лет назад, — продукты вулканизма островных дуг.

Некоторую информацию о природе красных глин дает состав обломочного материала, представленного кварцем, полевыми шпатами, слюдой, пироксенами, вулканическими стеклами и др. Один из компонентов этой ассоциации, а именно зерна кварца, покрытого гидроокислами железа, названные пустынным кварцем, дал основание считать его индикатором эолового происхождения.

Материал биогенной природы в красных глинах представлен зубами рыб, агглютинированными раковинами фораминифер, стикулами губок, радиоляриями и другими организмами. В некоторых районах накопления в глинах присутствуют медленно растущие железо-марганцевые конкреции.

Контрольные вопросы

1. Расскажите о типизации Земли по строению земной коры.
2. Охарактеризуйте осадочный процесс в мегапровинции океанских платформ.
3. Раскройте особенности осадочного процесса в областях СОХ.
4. Дайте характеристику литологических особенностей отложений прибрежной шельфовой зоны, континентального склона и подножия.

Глава 8

ГЛОБАЛЬНЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ И ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ЗАКОНЫ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ИХ СЛЕДСТВИЯ

Существующая теория литогенеза в науке об осадочных породах, естественно, не остается неизменной, а постоянно совершенствуется. Развитие теории проявляется в разных сферах и направлениях этой науки (Сергеева, 1998): 1) в раскрытии новых закономерностей; 2) превращении закономерностей в законы; 3) создании и все более широких — глобальных и планетарных — обобщений; 4) пересмотре принципиальных концептуальных положений теории литогенеза; 5) совершенствовании терминологической базы и введении новых терминов и понятий, имеющих однозначное толкование, объемы и границы применения; 6) поиске и систематизации критериев типизирования и систематики; 7) разработке иерархических систем классифицирования осадочного процесса.

Особый интерес в теоретической литологии вызывает вопрос о законах, регулирующих процессы осадко- и породообразования. Его рассмотрение наталкивается на большие трудности, ибо до сих пор нет единства в понимании того, существуют ли вообще геологические законы или геология пользуется законами физики, химии, которые специфически проявляются в геологических объектах. Кроме того, в литологии нет четкого разграничения понятий «закон» и «закономерность».

С переходом научных знаний с эмпирического уровня на теоретический растет убежденность специалистов в необходимости доведения теоретических исследований в литологии, постигающих глубокую сущность геологических объектов и раскрывающих главные закономерности геологических процессов разного масштаба, до уровня конкретных законов.

В последние годы большая часть ученых стала считать, что в геологии в целом и литологии в частности существуют объективные геологические законы, которые различаются по масштабу и содержанию. Они проявляются на уровне химических элементов, могут касаться минералов и горных пород, быть присущими отдельным процессам или иметь глобальный характер. Существует некоторая типизация геологических законов. Кроме деления по объему, они разделяются по разным основаниям (Трифонов, 2000; Трифонов, Еремеев, 2000):

- 1) по характеру проявления: статические и динамические;
- 2) по времени существования: а) вечные, действующие на протяжении всей геологической истории Земли; б) исторические, работающие лишь на определенной стадии развития планеты.

На современном этапе развития литологии в осадочном процессе были установ-

лены новые закономерности как глобального, так и планетарного характера. К первым условно можно отнести процессы и явления, относящиеся отдельно к континентальному и океаническому блокам, ко вторым — явления, охватывающие всю Землю. Появление их было обусловлено дальнейшим осмыслением теории литогенеза и развитием в связи с этим ревизионных тенденций. Важнейшими обстоятельствами, способствующими пересмотру основополагающих положений существующей теории литогенеза, были:

1. Получение за последние 30–40 лет нового фактического материала, в сотни и тысячи раз больше, чем за всю предыдущую историю развития наук. Исследованиями охвачена не только территория континентального блока, занимающая 29%, но и океаны, на долю которых приходится более 70% общей поверхности Земли.

2. Получение данных об осадочном веществе, содержащемся в различных сферах Земли: экзогенных (внешних) — атмосфере, криосфере, гидросфере, биосфере и литосфере, эндогенных (внутренних) — гидротермальная область, область вулканизма, — и об обмене осадочного вещества и энергии в локальном, региональном и глобальном масштабах.

3. Увеличение глубины и степени познания сущности явлений, определенных эмпирически, обобщение эмпирических закономерностей, выяснение причин и основы явлений перехода от менее общих закономерностей к более общим.

4. Переход от качественной оценки явлений к количественной.

Все эти и другие обстоятельства привели к установке именно в реализации осадочного процесса на Земле ряда новых закономерностей, часть из которых лишь недавно получила статус закона и авторство (Лисицын, 2001).

Рассмотрим наиболее важные из них.

Первый седиментационный закон. Это закон исключительно неравномерного распределения осадочного вещества на планете. Закономерности, легшие в основу его формулировки, были установлены в течение последних десятилетий трудами многочисленных исследователей в различных областях океанов с привлечением данных традиционной континентальной геологии. Удалось показать, что распределение осадочного материала крайне неравномерное. А. П. Лисицыным, проводившим многолетние исследования (1977, 1978–2001) на количественной основе, были заложены краеугольные камни учения о лавинной седиментации на нескольких вертикальных уровнях.

Первый глобальный уровень лавинной седиментации — устье рек на границе суша–море. Весь осадочный материал, сносимый реками с континента, оказывается сосредоточенным на небольшой площади дельт и эстуариев, общая площадь которых составляет около 5 млн км², т. е. около 2% поверхности Земли. Под лавинной седиментацией понимают процесс очень быстрого накопления осадочного вещества в бассейне седиментации, приводящий к возникновению уникальных свойств отложений и определенным тектоническим последствиям, которые вызывают изостатическое прогибание земной коры. Следует отметить, что в качестве граничных значений количественных параметров для областей лавинной седиментации принимают более 10 мг/л взвеси, скорость седиментации — более 100 Б ($B = 1 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$) и значение абсолютных масс — 5 г/см²/1000 лет. Нередко при описании особенностей осадочного процесса пользуются единицей Н. М. Страхова ($S = 1 \text{ г}/\text{см}^2/1000 \text{ лет}$), отражающей скорость накопления вещества, и единицей Fu (1 мг/см²/1000 лет), отражающей потоки осадочного вещества.

На современном геологическом этапе развития планеты первый глобальный уровень лавинной седиментации — это устья рек, эстуарии и дельты, где происходит главное отложение переносимого потоком осадочного вещества. В настоящее время около 50–70% взвешенных веществ речного стока и около 40% растворенных накапливается на границе река–море. Извлечение осадочного вещества на указанной границе проходит поэтапно. Различают следующие области: гравитационного осаждения частиц (выпадение песчаных и крупноалевритовых частиц), коллоидно-дисперсную, где происходят коагуляция коллоидов, осаждение глинистых минералов, коллоидов ОВ, гидроксидов железа и марганца, процессы сорбции, и активных биологических процессов, где массово развивается фитопланктон. Здесь захватываются растворенные элементы из воды и переводятся в биогенную взвесь, которая удаляется развивающимся зоопланктоном (организмами-фильтраторами). Эти организмы удаляют ОВ и минеральную смесь и переводят их в пеллеты. Важно отметить главнейшие особенности возникающих осадочно-породных бассейнов. Это:

- высокие (более 100 мм/1000 лет) и сверхвысокие (более 1000 мм/1000 лет) скорости накопления осадочного материала;
- господство гравитационной седиментации;
- резкое уменьшение роли нормальной седиментации, характеризующейся механизмом извлечения осадочного вещества «частица за частицей»;
- громадная мощность накапливающихся осадков (10–15 км);
- появление новых черт в накапливающейся осадочной массе, образующей линзовидное тело с депоцентром в главной области осаждения вещества — высокой обводненности, подвижности, текучести, способности к горизонтальным перемещениям;
- накопление огромных масс осадочного вещества в седиментационном бассейне, вызывающее изостатическое прогибание коры.

Второй глобальный уровень лавинной седиментации приурочен к континентальному склону и его подножию. Он занимает около 10,4% поверхности Земли. Здесь имеет место огромный перепад высот — от 100–200 м до 3,5–4 км. Главное скопление осадочного материала концентрируется у основания материкового склона. Мощность осадочных образований достигает 10–14 км (Лисицын, 1974). Такие бассейны седиментации характерны для пассивных окраин океанов. Главное значение в них приобретает гравитационный тип седиментации. Здесь встречаются отложения всех видов плотностных потоков: дебриты, грейниты, флюидизиты, турбидиты, обвальные и оползневые отложения. Образованные осадочные тела достигают значительных размеров.

Считают, что мощные осадочные образования этого уровня перспективны на нефть и газ.

Третий глобальный уровень — глубоководные желоба. Их максимальные глубины достигают 11 023 м. На дне глубоководных желобов развиты отложения, сходные по строению с образованиями второго глобального уровня лавинной седиментации. Перепад высот здесь до 15 км, крутизна склонов и форма депрессий обуславливают сгруженность материка в узком желобе. Глубоководные желоба встречаются главным образом на активных окраинах. Лавинная седиментация в силу специфической тектонической обстановки (субдукции), близости островных дуг и континентов носит особый характер. Осадочный материал содержит много андезит-риолитовой пирокластики. Мощность отложений достигает 3–4 км. Скорости седиментации значительны — до 2000–3500 Б (Лисицын, 1974).

В настоящее время на первом уровне лавинной седиментации скапливается 50–70% осадочного вещества, на втором — 20–30%, на третьем — около 10%, а 7–8% вещества проникает в пелагиаль морей и океанов.

Второй седиментационный закон. Представляется логичной его следующая формулировка: это «закон многообразия видов зональности распределения современных осадков в морях и океанах». Основу его составляют следующие установленные виды зональностей, отражающие специфику осадкообразования в морях и океанах (Лисицын, 1974, 2001): климатическая, циркумконтинентальная, вертикальная (батиметрическая), тектоническая.

Климатическая зональность охватывает всю планету. На континенте она была определена Н. М. Страховым и использована им при создании теории литогенеза (1960–1962). Связь осадкообразования с климатом в морской части планеты была выявлена благодаря широкому проведению работ в различных районах морей и океанов. Она четко устанавливается для терригенных и биогенных современных осадков. Исключительно чувствителен к климатическим условиям среды биогенный осадочный материал. Аутигенные минералы биогенной природы меняют свои свойства в зависимости от условий среды поверхностного слоя водной массы.

Циркумконтинентальная зональность отражает изменение состава и структурных характеристик донных осадков по мере удаления от континентов. Она хорошо изучена на примере изменений терригенной части осадка, донных организмов, кремневого и карбонатного планктона. Зональность этого вида обусловлена не только батиметрией, но и совместным действием других факторов: динамических, физико-химических и др. Она тесно связана с крупными морфоструктурными элементами: прибрежная зона — шельф — континентальный склон — пелагиаль. Совместное действие различных факторов приводит к накоплению разных типов терригенных отложений: пляжевые осадки, осадки волнового поля, осадки маргинальных фильтров в устьях рек, различные виды автокинетитов, контуритов в названных крупных морфоструктурных зонах соответственно (Лисицын, 2001).

Вертикальная зональность проявляется через влияние батиметрии и соответственно времени пребывания осадочного материала в водной массе, а также через воздействие разных по свойствам слоев морской воды на осадочный материал. Она отчетливо отражается в распределении биогенных компонентов донных осадков, где гораздо меньше терригенного материала. Эта зональность особенно отчетливо проявляется для организмов с карбонатными скелетами или раковинами, которые не могут проникать на глубины больше критической глубины карбонатакопления (КГК), различных для разных бассейнов и климатических зон.

Тектоническая зональность выражается в закономерном изменении осадочных отложений в зависимости от тектоники дна, особенно отчетливо в связи с вулканизмом. Более всего она характерна для СОХ. По мере удаления от них изменяются состав и мощность осадков, содержание металлоносных осадков, уменьшается роль эндогенных компонентов в осадке.

По нашему представлению, указанные типы зональности следует считать главнейшими закономерностями, совокупность которых составляет основу для выделения второго седиментационного закона как закона многообразия видов зональности распределения современных осадков и их компонентов в морях и океанах. В ином ранге рассмотренные закономерности утверждаются А. П. Лисицыным. Он пишет, что «эти четыре важнейшие закономерности современного и древнего осадконакоп-

ления, основанные на всестороннем анализе многих тысяч пород, нередко называют законами Безрукова–Лисицына» (2001, с. 537).

Третий седиментационный закон. Он носит более общий характер по сравнению с первыми двумя. Положенные в его основу закономерности разнообразны, разномасштабны, разнородны и касаются многих аспектов как осадко- и породообразования, так и других явлений. Среди них следует обратить внимание на определенную закономерность образования отложений, слагающих эталонный тектоно-осадочный цикл, формирующийся в условиях спрединга и субдукции. Суть данной закономерности заключается в том, что в районе СОХ по мере удаления от хребта по нормали и роста глубины происходит последовательная смена типов отложений по схеме: толеитовые базальты ложа океана — базальные слои металлоносных осадков (М-осадки) — карбонатные (или кремнистые) осадки — красные глубоководные глины (см. рис. 2, 4). В том же направлении меняются состав, состояние и содержание вулканической примеси. В центральных частях океанов в районах СОХ идет поступление эндогенного вещества в виде толеитовых базальтовых лав, гидротерм и продуктов взаимодействия горячих лав и морской воды. По мере удаления от СОХ осадки обогащаются продуктами гидротермальной деятельности (растворенные элементы, распространяющиеся гидротермальными факелами), и далее в районах активных окраин (перед уходом океанской плиты в зону субдукции) идет поставка андезит-риолитовой пирокластики и продуктов размыва наземных вулканов (близ зоны субдукции).

Третий закон, таким образом, отражает явление поступления в глобальном масштабе эндогенного вещества и имеющий здесь место глобальный обмен веществ между внутренней (эндосферой) и внешней (экзосферой: седиментосферой, атмосферой и гидросферой) сферами, накладывающими отпечаток на весь ход седиментационного процесса. Кроме отмеченных особенностей, специфику океанской седиментации составляет огромное влияние глубинных тектонических процессов. Тектонический фактор, скорость спрединга и объем поступления эндогенного вещества определенным образом влияют на уровень Мирового океана, что, в свою очередь, связано с процессами трансгрессии и регрессии.

Отмеченная общая последовательность в разрезе осадочных, вулканических и вулканогенно-осадочных отложений по мере удаления от СОХ была описана А. П. Лисицыным (1991). Он трактует ее «как последовательность формаций расширяющегося океана Лисицына–Фишера–Хизена» (2001, с. 527).

Четвертый седиментационный закон. Он также связан с установлением глобальных закономерностей седиментогенеза в океаническом секторе Земли. Его можно сформулировать так: «Седиментационный процесс на океанической коре идет на подвижном основании и ограничен определенным интервалом времени существования, не превышающем 150–180 млн лет». Иными словами, максимальная экспозиция океанских частей литосферных плит на дне океана составляет 100–150 млн лет, после чего они вместе с залегающей на ней осадочной толщей исчезают в зонах субдукции (Лисицын, 2001).

Контрольные вопросы

1. Сформулируйте первый седиментационный закон и его следствия.
2. Сформулируйте главные закономерности современного осадконакопления в распределении осадочного вещества в океане, называемые законами Безрукова–Лисицына.

3. Расскажите об эндогенном поступлении вещества в СОХ в океанах.

4. Какова специфика осадочного процесса в областях развития океанической коры в условиях спрединга? Охарактеризуйте общую последовательность в разрезе осадочных отложений по мере удаления от СОХ.

5. Раскройте содержание понятия «последовательность формаций расширяющегося океана» Лисицына–Фишера–Хизена.

ЛИТЕРАТУРА

Андреичева Л. Н. Генетические типы ледниковых отложений на европейском северо-востоке России // Материалы I Всерос. литол. совещания «Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса». М., 2000. Т. 1.

Афанасьев С. Л. Классификация типов литогенеза // Обстановки осадконакопления и их эволюция / Отв. ред. Ю. П. Казанский. М.: Наука, 1984.

Барabanов В. Ф. Геохимия. Л.: Недра, 1985.

Гайгалас А. С. Седиментологические провинции классификации гляциальных отложений // Методология литологических исследований. Новосибирск: Наука, 1985.

Геология континентальных окраин / Под ред. К. Берка, Ч. Дрейка; Пер. с англ.; Под ред. А. М. Карасика, В. Е. Хаина. М.: Мир, 1978. Т. 1.

Данилов И. Д. Криолитогенез и его отличительные черты // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 1.

Долотов Ю. С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадкообразования. М.: Наука, 1989.

Живаго В. Н., Богданов Ю. А. Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океанами. Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М.: Наука, 1974.

Казанский Ю. П., Ван А. В., Кашик С. Л. и др. Осадочные породы (сравнительная седиментология). Новосибирск: Наука, 1994.

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология. СПб.: Недра, 1993.

Котельников Д. Д., Домбровский М. В., Зинчук Н. Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 6.

Крашенинников Г. Ф. Эволюция учения Л. П. Пустовалова о поверхностной осадочной дифференциации вещества // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 10.

Лаврушин Ю. А. Некоторые общие вопросы моренного седиментогенеза // Процессы континентального литогенеза / Отв. ред. Е. В. Шанцер. М.: Наука, 1980.

Левитан М. А. Перерывы в осадочном чехле Атлантического океана // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1980.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974.

Лисицын А. П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991.

Лисицын А. П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994.

Лисицын А. П. Литология литосферных плит // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 4.

Лисицын А. П. Гидротермальные системы Мирового океана — поставка эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993.

Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Отв. ред. А. Д. Щеглов. СПб.: Изд-во Всерос. геол. ин-та, 1998.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1984.

Логвиненко Н. В., Бергер М. Г. О классификации осадочного процесса // Изв. АН СССР. 1980. № 5.

Медведев В. С., Потехина Е. М. Количественное распределение и динамика взвеси в юго-западной части Карского моря // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1950.

Михайлов Б. М. Гипергенная стадия литогенеза и ее металлогения // Материалы I Всерос. литол. совещания «Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса». М., 2000. Т. 1.

Нешиба С. Океанология: Современные представления о жидкой оболочке Земли / Пер. с англ.; Под ред. В. А. Буркова. М.: Мир, 1991.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород: В 2 ч. М.: Гостоптехиздат, 1940.

Романовский С. И. Литогеодиника осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во Всерос. геол. ин-та, 1996.

Сергеева Э. И. Современное состояние теории литогенеза. Ревизия некоторых основополагающих ее положений и методических подходов к исследованию осадочных пород // Тез. докл. Междунар. конф. «Проблемы осадочной геологии». СПб., 1998.

Сергеева Э. И., Шванов В. Н. Современные континентальные осадки. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1989.

Сергеева Э. И., Платонов М. В. О некоторых особенностях высокоплотностной седиментации и связанных с ней текстур // Литология и палеогеография. Вып. 5 / Под ред. В. Н. Шванова, Э. И. Сергеевой. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 1997.

Справочник по литологии / Отв. ред. Н. Б. Вассоевич. М.: Недра, 1983.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза: В 3 т. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1; 1961. Т. 2; 1962. Т. 3.

Тимофеев П. П. Проблемы литологии // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 3.

34. Трифонов Г. Ф. Проблемы законов в геологических науках // Материалы I Всерос. литол. совещания «Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса». М., 2000. Т. 2.

Трифонов Г. Ф., Еремеев В. В. Эмпирическое и теоретическое в геологии // Материалы I Всерос. литол. совещания «Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса». М., 2000. Т. 2.

Фролов В. Г. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984.

Фролов В. Г. Литология: В 3 т. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. Т. 1; 1993. Т. 2; 1995. Т. 3.

Фролов В. Г. Глобальность выветривания // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 1994. № 5.

Хворова И. В. Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные вопросы литологии / Отв. ред. В. Н. Холодов. М.: Наука, 1989.

Черкашов Г. А., Краснов С. Г., Егиазаров Б. Х. и др. Гидротермально-осадочные и гидротермальные рудные образования в Мировом океане. М.: Изд-во Всесоюз. ин-та минер. сырья, 1985.

Чистяков А. А., Щербаков Ф. А. Современные представления о генетической классификации морских четвертичных отложений и возможности ее использования при картировании. М.: Изд-во Всесоюз. ин-та минер. сырья, 1983.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Труды Геол. ин-та АН СССР. 1966. Вып. 1.

Шевченко В. П., Северина О. В., Майорова Н. Г., Иванов Г. В. Количественное распределение и состав взвеси в эстуарии Оби и Енисея // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 1996. № 3.

Шило Н. А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования // Труды Сев.-Вост. науч.-исслед. ин-та. 1971. Вып. 38.

КРАТКИЙ ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ (ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ В ЛИТОЛОГИИ)

- Автокинетические потоки** — гравитационные потоки, представляющие собой водно-осадковую смесь, движущей силой которой является интерстиционный флюид.
- Автохтонная седиментация** — способ образования осадочного материала на месте отложения и захоронения (накопление хемогенного материала, рифовые отложения и др.).
- Аллохтонная седиментация** — тип осадконакопления, при котором осадочный материал перемещается к месту осаждения под влиянием волновых движений, течений, оползания, оплывания и других процессов.
- Амфотерные осадки** — это осадки, образовавшиеся за счет смешения реликтового и современного необиогенного, неотерригенного или неохемогенного материалов.
- Аэрозоли** — частицы, переносимые ветром во взвешенном состоянии.
- Бассейн породообразования** — это крупная отрицательная тектоническая структура, заполненная осадочными отложениями.
- Бентос** — морские организмы, перемещающиеся отталкиванием от субстрата (крабы, омары, черви, звезды).
- Биотурбационная текстура** (синонимы: ихнитолитовая, биотурбитовая) — возникновение текстуры связано с деятельностью организмов-иллоедов.
- Вторичные эпигенетические преобразования** — процессы, развивающиеся при эпигенезе погружения.
- Вторичные изменения** — изменения, происходящие на разных этапах инверсионно-тектонической перестройки породных бассейнов как регионального, так и локального характера.
- Вторичные признаки** — изменения в составе компонентов осадков в литогенезе, равно как искажение его структуры и текстуры, относятся к категории вторичных признаков осадочных пород.
- Выветривание** — изменение горных пород на поверхности Земли или близко к ней под влиянием механических и химических воздействий воды, воздуха и организмов (Рухин, 1953); открытая динамическая система механических, физических, химических и биологических процессов преобразования горных пород и осадков в условиях поверхностной части литосферы (Фролов, 1992).
- Гальмиролиз** — химическое выветривание — преобразование в соленой воде (термин предложен в 1923 г. К. Гуммелем).
- Галоклин** — слой солевого скачка в водной толще.
- Гемипелагиты** — осадки, образующиеся рядом или возле глубоководных областей океанов.
- Генетический тип** — комплекс отложений определенного состава, образовавшийся в одной физико-географической обстановке преимущественно под действием одного ведущего геологического агента и часто имеющий характерное геоморфологическое выражение на суше или на морском дне (Крашенинников, 1983); отложения, возник-

шие в результате определенного экзогенного геологического процесса осадконакопления, вулканического, химического, биологического, механического, проявляющегося в тех или иных формах аккумуляции или их модификациях, зависящих от местных условий (Фролов, 1993). Генетические типы могут быть простыми и сложными.

Геокриология — наука, изучающая явления в криолитозоне.

Гидрогенные процессы — это процессы, где главным динамическим агентом выступает кинетическая энергия водной массы.

Горст-антиклинории и горст-синклинории — складчато-глыбовые структуры, возникшие на постгеосинклинальном этапе развития.

Глобальные зоны седиментогенеза — природные зоны, в пределах которых реализуется тот или иной тип седиментогенеза (литогенеза) континента и коррелируемый с ним тип океанского седиментогенеза, рассматриваемые как части глобальной зоны седиментогенеза, отличающиеся лишь в деталях (Лисицын, 1991).

Глубинные разломы — структурные зоны, возникающие на огромных глубинах и включающие геосинклиналь в качестве верхнего этажа.

Гляциальная среда — это среда, свойство которой определяет лед.

Гляциальная подготовка — гляциальное выветривание, гляциальная транспортировка, гляциальная аккумуляция.

Гляциодиagenез — изменение на стадии diagenеза осадочного вещества ледовой природы.

Гляциогравититы — особые осадочные образования, связанные с условиями седиментации ледовых зон.

Гляциология — наука, изучающая наземное и морское оледенение.

Гляциоизостазия — вертикальные движения, возникающие под действием ледниковой нагрузки.

Гравитационные процессы — это процессы, где в качестве главной силы выступает сила тяжести.

Гравититы (синоним — автокинетиты) — отложения гравитационных, или автокинетических, потоков.

Градации катагенеза — подразделения катагенеза, определяемые на основе изучения параметров органического вещества (ОВ): отражательной способности витринита, степени углефикации ОВ и т. д.

Грейниты — осадки зерновых потоков, чаще всего представленные осадками от гравийников до мелко-среднезернистых песков с примесью гальки, алеврита и пелита; текстура от массивной до градационной, нередко с инверсионным градированием.

Дебриты — отложения подводных пастообразных (дебризных) потоков. Гранулометрия дебритов варьирует в широких пределах; текстура неслоистая, массивная, иногда имеет место градационное строение. Породы: пудинговые брекчии, конгломераты, галечные алевролиты, валунные глины, тиллитоподобные конгломераты.

Динамиктиты — отложения, где грубая часть связана с ледовым материалом, а тонкая — с неледовыми процессами. По А. П. Лисицыну, грубая и тонкая составляющие осадков ледовой породы.

Дивергенция — расхождение.

Дрифты — осадочные подводные морские хребты; возникают в связи с действием тяжелых соленых придонных вод и глубинных отложений.

Дробстон — отложения, выделяемые как продукт таяния айсбергов.

Катабатические ветры — ветры, возникающие при скатывании плотного воздуха с ледникового купола; они стекают по понижениям на поверхность ледников, однообразны по направлению и значительны по скорости (до 50–90 км/ч).

- Катагенез гравитационно-рассольный (галокаатагенез) — процесс, развивающийся вследствие ионообменных реакций, идущих между породами и просачивающейся в них из соленосных отложений межкристаллизационной рапы.
- Катагенез инфильтрационный — процесс, в котором пласты коллектора служат главной ареной развивающихся геохимических реакций, а разделяющие их покрышки гораздо слабее отражают преобразования, которые развиты в коллекторах под действием пластовых вод.
- Катагенез смешанный — процесс, характеризующийся сложным переплетением признаков инфильтрационного и элизионных черт; свойствен бассейнам со сложным чередованием разнотипных гидрогеологических режимов.
- Катагенез элизионный — обусловлен внутренним перераспределением газоводных флюидов, т.е. переходом их из глин в песчаники или тектонические трещины; состав минералообразующих растворов формируется в ходе интенсивного погружения и постседиментационного преобразования глинистых толщ.
- Койлогенные прогибы — поздне-постгеосинклинальные образования, возникающие в связи с нисходящими движениями после завершения развития складчатых систем.
- Конвергенция — схождение.
- Контурные течения (пер. с англ. contour — изобата) — течения, движущиеся вдоль изобаты, очерчивающей материковое подножие.
- Контуриты — отложения, образуемые контурными течениями в пределах материкового подножия.
- Криогенный тип литогенеза — осадочный процесс (криолитогенез), проявляющийся на суше и в морях, идущий под влиянием промерзания и льдовыделения.
- Криозоли — осадочный материал, заключенный в морских льдах; концентрация взвеси во льдах достигает 8–1600 мг/л.
- Криокониты — осадки или осадочное вещество, заключенное в ледовой массе.
- Криолитозона — площадь (зона), в пределах которой осуществляется своеобразный тип литогенеза — криолитогенез, подразделяющийся на подзоны: криолитозону суши и криолитозону моря.
- Криолитосфера — твердая мерзлая или отрицательно-температурная оболочка Земли (подобно литосфере).
- Криосфера — оболочка Земли, где взаимодействуют атмосфера, гидросфера, биосфера при отрицательной или нулевой температуре и наличии воды в твердой фазе; нижняя ее граница достигает 4–5 км.
- Криофильный планктон и бентос — органические сообщества кремниевого состава, существующие в зонах полярной дивергенции.
- Лавинная седиментация — процесс очень быстрого накопления осадочного материала и приобретения новых свойств.
- Ландшафт (географический) в океане — относительно однородный участок океана, качественно отличающийся от других участков своей географической структурой, т.е. особенностями слагающих его компонентов (Емельянов, 1998, с. 44).
- Ландшафт — геоморфологическое понятие (географическая фация), соответствующее геологическому понятию «обстановка осадконакопления».
- Ледниковое молоко — включенный в лед пелитовый материал.
- Ленточные геохимические ландшафты океанов — они являются границами, на которых постепенно или резко нарушаются механизм и формы миграции химических компонентов.
- Лизоклин — уровень резкого изменения скорости растворения.
- Лимология (пер. с лат. limos — граница) — наука о системе разнообразных по природе границ и разделов в окружающей среде и о процессах, на них происходящих.
- Линеаменты — древние ослабленные зоны земной коры (по Г. Штилле).

Литогенез — совокупность процессов образования осадков (седиментогенез), превращения осадков в осадочные горные породы (диагенез) и последующего изменения осадочных пород до превращения их в метаморфические (катагенез, метагенез) (Справочник по литологии, 1983); по современным представлениям, литогенез — это процессы породообразования, происходящие на стадии диагенеза, катагенеза и метагенеза, вплоть до метаморфизма (Тимофеев, 2000).

Литогеодинатика — наука, изучающая литологические индикаторы геодинамических режимов прошлого.

Литодинамика — процессы перемещения твердого вещества литосферы под воздействием различных экзогенных физико-геологических процессов (по В. В. Лонгинову, 1973).

Литология литосферных плит, или мобилистская литология, — новое направление в науках о Земле. По А. П. Лисицыну — это новая ветвь геологических знаний, которая основывается на синтезе нескольких новых направлений и теорий: теории тектоники литосферных плит, данных новейших открытий по современному осадочному процессу в морях и океанах, данных об исследовании атмосферы, криосферы, данных глубоководного бурения, новых методов получения и обработки материала, развития четырехмерных исследований и моделирования осадочных процессов в разных сферах Земли.

Метагенез (термин не является общепринятым) — ранний метаморфизм плюс катагенез (по Н. М. Страхову); самостоятельная стадия (по А. Коссовской и Н. В. Логвиненко); подстадия максимально глубокого катагенеза погружения либо начальная подстадия локально наложенного на катагенез динамотермального метаморфизма (по О. В. Япаскурту).

Металлоносные осадки — это фоновые осадки, обогащенные эксгальационным веществом; обычно содержат компоненты разной генетической природы: фоновую составляющую, эксгальативный материал, эдафогенный и гальмиролитический материалы.

Морские ледниковые (марино-гляциальные) отложения — осадки, образование которых связано с транспортирующей деятельностью ледников.

Морские ледовые отложения — донные осадки, образование которых связано с деятельностью морских льдов.

Нейстон — морские организмы, плавающие по воле волн.

Нектон — организмы, перемещающиеся независимо от течений.

Неотерригенные, необиогенные или неохомогенные отложения — вновь накопившиеся принесенные или возникшие на шельфе осадки.

Нефелоидиты — отложения, образующиеся путем механического выпадения взвеси из разбавленной суспензии; по механизму образования близки к фоновым (гемипелагическим) илам.

Нормальная седиментация — тип осаднения из взвеси и образование осадка.

Олистостромы — отложения, возникающие при обвально-оползневых процессах.

«Океаническая...», «океанская...». Строгих правил использования этих определений нет, нередко их понимают как синонимы. Чаще определение «океанская» встречается в следующих сочетаниях: океанская вода, океанские водоемы, океанские осадки, океанские острова и др., а «океаническая» — в сочетаниях: океаническая кора, океанические хребты, океанические базальты и др.

Океаническая тропосфера — верхний слой воды толщиной около 200 м, на которую оказывают влияние перемещения атмосферы, вызывающие широтные перемещения. В океанической тропосфере определяется весь ход биогенной седиментации.

Осадкообразование (седиментогенез) — процесс, складывающийся из стадий гипергенеза (*продуцирования вещества*), мотогенеза (*транспортировки вещества*) и накопления его в виде осадка.

Осадочно-породные бассейны (осадочные системы Земли). В это понятие входят бассейн и вся система формирования, включающая следующие части: 1) осадкосборную (частный случай — водосборную), 2) транспортную, 3) аккумулирующую (собственно осадочно-породный бассейн).

Паковый лед — неправильной формы массы нагроможденных глыб морского льда разных возраста и размера, чередующиеся с участками открытой воды.

Палеобассейн, осадочный бассейн геологического прошлого, — это реконструктивная тектоно-седиментологическая модель выделенного участка земной коры (былой седиментосферы).

Пангея — гипотетический древний суперконтинент, состоящий из всех континентальных структур, которые существовали 200 млн лет назад.

Пелагиты — осадки, образующиеся в глубоководных областях океанов.

Пелагические впадины — класс структур крупных размеров, впервые отмеченный для Черного моря и Каспия, характеризующийся резко повышенной мощностью осадочного чехла (10–22 км), аномальным строением земной коры верхней мантии. Впадины представляют собой глубоко прогнутые чаши с крутыми ступенеобразно погружающимися бортами, иногда разделенные на мульды, заполненные отложениями большого стратиграфического диапазона.

Первичные признаки генетические — признаки, которые формируются в стадию седиментогенеза.

Перигляциальный тип литогенеза — тип осадочного процесса в зонах вечной мерзлоты, находящихся в периферических участках площадей с ледовым типом литогенеза.

Петрофонд — состав пород областей сноса. Термин введен в 1963 г. И. В. Хворовой.

Пиноклин — слой скачка плотности в водной среде.

Планктон (пер. с греч. — «свободно дрейфующий») — пассивно или плохоплавающие животные и растения, обычно очень мелкие, обитающие в водной массе.

Плюм (синоним — факел) — подводные газогидротермальные выходы, придонными морскими течениями разносящиеся в горизонтальном направлении. Выявлены во многих местах морей и океанов. Прослеживаются на сотни метров от мест разгрузки. Могут достигать высоты до 500 м, размеры выхода в диаметре — около 300 м. В окружающих его водах наблюдаются аномальные содержания газов; pH меняется от 7,6 до 7,7, соленость — от 34,02 до 33,59‰.

Подводные каньоны — эрозионные формы рельефа океанического дна, прорезающие как шельф, так и склоны континентальных окраин; обычно это долины с крутыми стенками и дендритовой системой питающих каньонов на более мелководных, расположенных ближе к берегу участках.

Полярные дивергенции — фронты, образуемые при погружении тяжелых вод, богатых биогенами, поднимающимися к поверхности океана.

Породообразование — собственно литогенез; включает стадии диагенеза, катагенеза раннего, или начального, среднего и позднего, или глубокого, метагенеза раннего и позднего. Эти процессы осуществляются в *бассейне породообразования*, под которым понимается крупная тектоническая структура, заполненная осадочными отложениями.

Псевдотиллиты — тиллитоподобные отложения, возникающие вне связи с оледенением.

Птероподы — свободноплавающая форма брюхоногой улитки, важный член пелагического сообщества организмов.

Регрессивно-катагенетические преобразования — изменения, возникающие в условиях инверсионно-блоковых и складчатых дислокаций низкотемпературных — регрессивно-катагенетические или высокотемпературных — метаморфические.

- Резистаты — один из компонентов, возникающий при выветривании. При трансформации материнских пород образуются три фракции: растворенные вещества, новообразованные минералы, относительно стабильные породообразующие компоненты, или резистаты.
- Реликтовые отложения — собственно реликтовые, т. е. непереотложенные, но обработанные морем ископаемые отложения.
- Реликтивно-переотложенные отложения (палимпсестовые, по американской терминологии) — отложения, представляющие собой результат перемыва и значительного смещения осадочного материала.
- Реомобилизованные коры — коры, возникающие при прогревании стратисферы внутренним теплом.
- Рудогенерирующая гидротермальная система — система, с которой связано образование руд.
- Седиментогенез — совокупность явлений, протекающих на поверхности Земли и приводящих к возникновению новых осадочных образований за счет переработки ранее существовавших твердых минеральных масс литосферы (по Н. М. Страхову).
- Седиментационный бассейн — участок земной поверхности, на котором накапливаются осадки; включает как область конечного осадконакопления, так и площади мобилизации и транспортировки вещества.
- Сейсмиды — осадочные образования, возникающие при сейсмических процессах, в частности землетрясениях (по Зейлехеру).
- Серицит — аналог гидромусковита, образующийся в процессе преобразования иллита на стадиях катагенеза, метагенеза и начального метаморфизма (Фролов, 1993).
- Сингенез — это преобразование, синхронное с осадконакоплением в условиях его среды или близких к ним; существует в природе как одна из важнейших форм проявления взаимоотношения осадка и среды отложения (по Л. Б. Рухину, 1953). Физико-химическая обстановка сингенеза почти одинакова со средой отложения.
- Современный осадочный бассейн — депрессивная структура земной коры, в которой накапливается или продолжает накапливаться комплекс морских или континентальных отложений.
- Сокситы — крупные глыбы горных пород; близок к термину «мачиниты».
- Спредиит — раздвижение земной коры в активных зонах срединно-океанических хребтов.
- Стагнация — условия застоя, сопровождающие образование глин (черных сланцев).
- Стадиальный анализ — это одна из неотъемлемых составляющих современного литологического исследования. Его принципы основаны на том, что любая наблюдаемая нами осадочная порода — не нечто законсервированное в своей первозданности, ибо постоянно претерпевает изменения в стремлении к уравниванию с меняющимися физико-химическими и термобарическими условиями среды на протяжении всей геологической истории существования породы. Его сущность была сформулирована Н. М. Страховым (1960–1962) так: *стадиальный анализ состоит из распознавания в породе признаков, возникших в эпигенезе, диагенезе и седиментогенезе. Эти признаки могут выражаться в особенностях вещественного состава породы и ее структурно-текстурных чертах. Цель стадиального анализа — восстановление (путем снятия вторичных наслоений) первичных признаков осадка, из которого развивалась порода.*
- Стратисфера — «совокупность осадочных пород, возникших за всю геологическую историю Земли, сохранившихся от денудации и не перешедших в состояние метаморфических пород» (Пустовалов, 1940, с. 26).
- Субдукция — столкновение разрастающейся океанической коры с участком коры, несущим континент, и поддвиг ее под континент.
- Суспензиты — осадки, отложившиеся из суспензии.

Темпеститы — штормовые отложения.

Термоклин — слой скачка температуры в водной среде; обычно расположен примерно на глубине 30–80 м во внутренних морях и примерно на 30–200 м в океанах.

Тефра — рыхлый пирокластический материал.

Тефроиды — переотложенный пелитифицированный пирокластический материал.

Типы литогенеза — типы осадочного процесса, выделяемые Н. М. Страховым главным образом по климатическому принципу.

Тиллиты — несортированные, грубообломочные литифицированные морены, а также ледниково-морские отложения; подразделяются на оротиллиты — наземные фракции и паратиллиты — морские фракции.

Тиллоиды — тиллитоподобные породы разного генезиса: наземные ледниковые отложения, тиллиты или продукты их переработки, а также ледниково-морские (айсберговые) отложения.

Тропосфера океана — самая верхняя часть столба океанской воды, слой выше главного термоклина.

Турбидиты (пер. с англ. — мутный) — отложения суспензионных (мутевых), турбидитных потоков. Плотность суспензии варьирует от 0,025–3 до 50–250 г/л. Типичные турбидиты состоят из смеси материалов разной гранулометрии, образующей характерный многослой. Описательную модель их строения, состоящую из пяти интервалов, предложил А. Х. Боума.

Фация — отложения, отличающиеся составом и условиями образования от соседних разновозрастных отложений (Крашенинников, 1984). Отличие фаций от генетических типов заключается в том, что они выделяются в конкретных стратиграфических единицах (и границах), а генетические типы можно выделять и рассматривать вне конкретных стратиграфических отрезков.

Фации ката- или метагенеза — сообщество пород близкого химического состава, характеризующееся совокупностью новообразованных структурно-минералогических признаков, возникших и устойчиво существующих на определенных стадиях эпигенетического развития пород.

Филогенетические минеральные ряды — ряды стадийного изменения минералов. В начале каждого ряда обозначается исходный компонент, а в конце — продукт его преобразования. Между начальным и конечным членами ряда размещается группа переходных разностей, например ряд биотита.

Флуксотурбидиты — отложения плотных потоков (50–250 г/л).

Эвфотическая зона — зона, где происходит фотосинтез.

Эксодиагенез — термин предложен М. С. Швецовым (1940).

Эпигенез — процессы, происходящие за счет взаимодействия пород с поступающими из внешнего источника растворами разной природы: гидротермальные, инфильтрационные и т. д. (по А. И. Перельману); изменения, возникающие при погружении осадочных толщ в седиментационных бассейнах, т. е. все постдиагенетические превращения осадочных пород до их превращения в метаморфические. Термин «эпигенез» следует использовать в широком понимании для описания изменения осадочной толщи как целого, включая осадочные породы и заключенные в них пластовые флюиды, его необходимо рассматривать как термин общего пользования, охватывающий как стадийный, так и наложенный процесс.

Эпигенетический анализ — включает изучение преобразований как стадийного эпигенеза, так и наложенного.

Эпигенез стадийный — преобразования, происходящие на этапах погружения осадочного бассейна. Его процессы в значительной мере автономны как по энергии, так и по веществу. По Я. Э. Юдовичу, он может быть назван аутигенным эпигенезом.

Эпигенез наложенный — изменения, идущие на поздних этапах инверсии бассейна, когда происходит раскрытие флюидоупорных систем. Образуются разломы и трещиноватость, растут крупные антиклинальные структуры. Агрессивные флюиды устремляются вверх, вызывая активные процессы привноса-выноса, окисления-восстановления и т. д. По Я. Э. Юдовичу, — это аллотигенный эпигенез.

Эпигенез нормальный стадийный — эпигенез погружения, идущий со скоростями погружения менее 50 м/млн лет при геотермическом градиенте меньше 3/100 м.

Эпигенез ускоренный стадийный — преобразования, происходящие при повышенном значении геотермического градиента за счет подтока глубинного тепла в активизированных частях платформы.

Эпигенез замедленный стадийный — преобразования в осадочном бассейне с затрудненным оттоком жидких и газовых компонентов.

Эпигенез прогрессивный — стадийно-эпигенетические процессы; синоним — аутигенно-эпигенетические процессы (по Я. Э. Юдовичу) или региональный фоновый литогенез погружения (по О. В. Япаскурту).

Эпигенез регрессивный — стадийные изменения, усложненные всевозможными локально наложенными процессами, именуемыми регрессивным эпигенезом (или регрессивным катагенезом и т. д.).

Ювенильные воды — воды, пришедшие из глубин вместе с магмой.

Список сокращений

СОХ — срединно-океанический хребет.

ГБ — геохимический барьер.

ГБЗ — геохимические барьерные зоны. Это естественные границы (слой, полоса), где по разные стороны существуют разные условия осадконакопления (гидродинамические, физико-химические и др.), приводящие к резкому изменению форм и интенсивности миграции определенной группы (ассоциации) элементов. ГБЗ — это зоны разрыва непрерывности свойств среды (в горизонтальном и вертикальном направлениях).

ГКК — глубина карбонатной компенсации.

КГГ — красные глубоководные глины.

КГК — критическая глубина карбонатонакопления.

КГФ — критическая глубина фораминифер.

КГА — критическая глубина арагонита.

ФЛ — фораминиферовый лизоклин.

ОБ — осадочный бассейн.

ОВ — органическое вещество.

РОВ — растворенное органическое вещество.

СКМ — слой кислородного минимума.

ВАСО — верхний активный слой осадков.

ВТП — Восточно-Тихоокеанское поднятие.

ПРИЛОЖЕНИЯ

1. ПРИМЕРЫ ТЕМ ДЛЯ РЕФЕРАТОВ И ДОКЛАДОВ

1. Литология на новом этапе развития геологических знаний.
2. Теоретическая литология и ее составные части (по Н. М. Страхову, 1960–1962).
3. Теоретическая литология и ее проблемы.
4. Основы учения о типах литогенеза на континентальном блоке Земли (по Н. М. Страхову).
5. Глобальные зоны седиментогенеза Земли.
6. Взгляды и представления на процессы осадко- и породообразования в связи с новыми открытиями конца XX–начала XXI в.
7. Литология литосферных плит как новое направление в науках о Земле. Мобилистская литология.
8. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах.
9. Процессы биогенной седиментации в океане. Биофильтрация и биодифференциация.
10. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию.
11. Влияние эндогенного вещества на процессы осадкообразования в океане вблизи срединно-океанических хребтов (СОХ).
12. Металлоносные осадки Мирового океана (М-осадки), их литологические и геохимические особенности и генезис.
13. Гидротермальное осадкообразование в океане. Гидротермальные минералы в донных осадках.
14. Виды зональности в осадках океана. Законы Г. Л. Безрукова–А. П. Лисицына.
15. Состав и зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.
16. Лавинная седиментация в морях и океанах и ее уровни.
17. Перерывы в осадочном чехле и современных осадках в морях и океанах.
18. Современные фации и осадочные формации в морях и океанах.

2. ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА ДЛЯ РЕФЕРАТОВ И ДОКЛАДОВ

1. Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Лисицын А. П. Механизм океанской седиментации и дифференциации химических элементов в океане // Биохимия океана. М.: Наука, 1983.
2. Геохимия диагенеза осадков Тихого океана / Под ред. Э. А. Остроумова. М.: Наука, 1980.
3. Геохимия литогенеза / Пер. с англ.; Под ред. А. Б. Ронова. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963.
4. Гордеев В. В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983.

5. Деков В. М. Гидротермальное осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1994.
6. Емельянов Е. М. Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998.
7. История и происхождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1984.
8. Континентальный и океанский рифтогенез // Отв. ред. Ю. М. Пушаровский. М.: Наука, 1985.
9. Конюхова А. И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1973.
10. Левитан М. А. Диагенез (и катагенез) карбонатных отложений // Геологическая история океана / Отв. ред. М. А. Левитан. М.: Наука, 1980.
11. Левитан М. А. Кремнезем как объект диагенеза в океанских условиях // Геологическая история океана / Отв. ред. М. А. Левитан. М.: Наука, 1980.
12. Левитан М. А., Горбунова З. Н. Диагенез илистых отложений // Геологическая история океана / Отв. ред. М. А. Левитан. М.: Наука, 1980.
13. Левин Л. Э. Геология осадочного чехла дна морей и океанов. М.: Недра, 1984.
14. Лейн А. Ю., Москалев Л. И., Богданов Ю. Л., Сагагевич А. М. Гидротермальные системы океана и жизнь // Природа. 2000. № 5.
15. Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах // Труды Ин-та океанологии АН СССР. 1956. Т. 19.
16. Лисицын А. П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию // Литология на новом этапе развития геологических знаний / Отв. ред. А. П. Лисицын. М.: Наука, 1981.
17. Лисицын А. П., Левитан М. А. Типы литогенеза, фации и формации океанских отложений // Геология морей и океанов: Тез. докл. V Всесоюз. совещания школы морской геологии. М., 1982. Т. 3.
18. Лисицын А. П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане / Отв. ред. А. П. Лисицын. Ростов н/Д.: Изд-во Ростовск. ун-та, 1982.
19. Лисицын А. П., Лукашин В. Н., Гурвич Е. Г. и др. О соотношении выноса элементов реками и их накопление в донных осадках океанов // Геохимия. 1982. № 1.
20. Лисицын А. П. Биодифференциация веществ в океане и осадочный процесс // Биодифференциация веществ в морях и океанах / Отв. ред. А. П. Лисицын. Ростов н/Д.: Изд-во Ростовск. ун-та, 1986.
21. Лисицын А. П. Гидротермальные системы Мирового океана — поставка эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики / Отв. ред. А. П. Лисицын. М.: Наука, 1993.
22. Логвиненко Н. В. Литогенез и тектоника плит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5.
23. Логвиненко Н. В., Бергер М. Г. Некоторые вопросы литологической терминологии и номенклатуры // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 4.
24. Македонов А. В., Петровский А. Д., Кривулина Ю. А. Эволюция и зональность гумидного литогенеза и рудогенеза // Эволюция осадочного процесса на континентах и в океанах: Тез. докл. XII Всесоюз. литол. совещания. Новосибирск: Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1981.
25. Мурдмаа И. О. Типизация обстановок осадкообразования в современном океане // Эволюция осадочного процесса на континентах и в океанах: Тез. докл. XII Всесоюз. литол. совещания. Новосибирск: Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1981.
26. Мейсон Б. Основы геохимии / Пер. с англ.; Под ред. В. В. Щербины. М.: Недра, 1971.
27. Проблемы литологии осадочных пород и руд / Ред. Н. М. Страхов. М.: Наука, 1975.
28. Ратеев А. М., Горбунова З. Н., Лисицын П. А., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 6.

29. Романовский С. И. Субдукция (седиментологический контроль) // Геотектоника. 1988. № 2.
30. Романовский С. И. Прямая задача литодинамики // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 2.
31. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостоптехиздат, 1963.
32. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976.
33. Страхов Н. М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 6.
34. Страхов Н. М. Две схемы современного глобального литогенеза и их методология // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 8.

3. ПРИМЕРЫ ЭКЗАМЕНАЦИОННЫХ БИЛЕТОВ

Санкт-Петербургский государственный университет.

Геологический факультет.

Кафедра литологии, морской и нефтяной геологии.

Дисциплина «Общая теория литогенеза».

Билет № 1

1. Классификация типов осадочного процесса (по Н. М. Страхову, С. Л. Афанасьеву, Н. В. Логвиненко).
2. Стадии мотогенеза и седиментогенеза. Гравитационные перенос и осаждение. Подводные обвалы и оползневые отложения. Отложения гравитационных потоков. Циклы Боуми, Лави, Пайпер–Стоу.
3. Рифтовый седиментогенез в современных спрединговых бассейнах. Норвежско-Гренландский бассейн и Красное море.
4. Терминологическая база. Раскрытие содержания 4–5 терминов из краткого терминологического словаря.

Санкт-Петербургский государственный университет.

Геологический факультет.

Кафедра литологии, морской и нефтяной геологии.

Дисциплина «Общая теория литогенеза».

Билет № 2

1. Континентально-окраинный седиментогенез как седиментационная система. Седиментационные зоны в системе континентально-окраинного седиментогенеза. Характеристика типов осадков подводной части материковых окраин.
2. Осадочная дифференциация вещества при аридном литогенезе.
3. Стадия мотогенеза. Определение. Типизация. Дифференциация осадочного вещества. Мотогенное минералообразование и преобразование.
4. Терминологическая база. Раскрытие содержания 4–5 терминов из краткого терминологического словаря.

Санкт-Петербургский государственный университет.
Геологический факультет.
Кафедра литологии, морской и нефтяной геологии.
Дисциплина «Общая теория литогенеза».

Билет № 3

1. Продуцирование осадочного вещества. Экзогенное продуцирование. Выветривание и его определение. Глинизация в корах выветривания. Факторы, контролирующие образование глинистых минералов.
2. Перерывы в осадконакоплении и их следы. Перерывы в пелагических зонах океана. Седиментологические литологические критерии оценки перерывов. Геоморфологические следы перерывов.
3. Осадочная дифференциация вещества в гумидных зонах.
4. Терминологическая база. Раскрытие содержания 4–5 терминов из краткого терминологического словаря.

Санкт-Петербургский государственный университет.
Геологический факультет.
Кафедра литологии, морской и нефтяной геологии.
Дисциплина «Общая теория литогенеза».

Билет № 4

1. Эндогенное продуцирование осадочного материала. Эффузивный и эксплозивный способы образования. Генетические типы отложений.
2. Ледовый тип литогенеза. Морские ледниковые и морские ледовые отложения и их характеристика.
3. Глинистые минералы в океанических осадках. Модель пелагической седиментации океанического ложа. Источники материала. Механизм осаднения. Типы отложений.
4. Терминологическая база. Раскрытие содержания 4–5 терминов из краткого терминологического словаря.

Санкт-Петербургский государственный университет.
Геологический факультет.
Кафедра литологии, морской и нефтяной геологии.
Дисциплина «Общая теория литогенеза».

Билет № 5

1. Централно-океанический тип седиментогенеза. Седиментогенез ложа океана, срединно-океанических хребтов и зон трансформных разломов и тектонических уступов. Типы осадков.
2. Особенности седиментогенеза ледовых зон. Транспортировка и аккумуляция материала. Уровни лавинной седиментации. Типы отложений.
3. Классификация генетических типов кор выветривания. Характеристика главных генетических типов субаэрального и подводного элювия.
4. Терминологическая база. Раскрытие содержания 4–5 терминов из краткого терминологического словаря.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	3
Глава 1. История развития литологии. Современное состояние и проблемы.....	5
Глава 2. Основные понятия об осадочных образованиях Земли. Терминологическая база. Понятие об осадочном цикле: циклы седиментогенеза и литогенеза. Тектоно-осадочный цикл.....	13
Глава 3. Мобилизация и продуцирование осадочного материала. Стадия гипергенеза	19
Глава 4. Стадии мотогенеза и седиментации.....	42
Глава 5. Принципы типизации осадочного процесса Земли. Учение о типах литогенеза — его структура и основные направления.....	59
Глава 6. Планетарные широтные климатические седиментационные пояса Земли ..	69
Глава 7. Новые гипотезы в типизации осадочного процесса Земли. Совершенствование теории седилитогенеза.....	96
Глава 8. Глобальные седиментационные и тектоно-седиментационные законы, закономерности и их следствия.....	118
Литература.....	124
Краткий терминологический словарь (основные понятия и термины в литологии).....	126
Список сокращений.....	134
Приложения.....	135
1. Примеры тем для рефератов и докладов.....	—
2. Дополнительная литература для рефератов и докладов.....	—
3. Примеры экзаменационных билетов.....	137

Учебное издание
Сергеева Эльвира Ивановна

Теория литогенеза
Учебное пособие

Редактор Э. А. Горелик
Художественный редактор Е. И. Егорова
Корректоры Н. В. Ермолаева, Н. В. Пивоварова
Компьютерная верстка И. М. Беловой

Лицензия ИД № 05679 от 24.08.2001

Подписано в печать 16.03.2006. Формат 70×100¹/16.

Бумага офсетная. Печать офсетная.

Усл. печ. л. 11,29. Уч.-изд. л. 13,3.

Тираж 300 экз. Заказ 99.

Издательство СПбГУ. 199004, С.-Петербург, В. О., 6-я линия, 11/21.

Тел. (812) 328-96-17; факс (812) 328-44-22.

E-mail: editor@unipress.ru

www.unipress.ru

По вопросам реализации обращаться по адресу:

С.-Петербург, 6-я линия В. О., д. 11/21, к. 21.

Телефоны: 328-77-63, 325-31-76.

E-mail: post@unipress.ru

Типография Издательства СПбГУ.
199061, С.-Петербург, Средний пр., 41.