

Н. В. Логвиненко
Л. В. Орлова



ОБРАЗОВАНИЕ
И ИЗМЕНЕНИЕ
ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД
НА КОНТИНЕНТЕ
И В ОКЕАНЕ

Недра

Н. В. Логвиненко,
Л. В. Орлова

ОБРАЗОВАНИЕ
И ИЗМЕНЕНИЕ
ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД
НА КОНТИНЕНТЕ
И В ОКЕАНЕ

4863



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1987

Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане.— Л.: Недра, 1987.— 237 с.

Рассмотрены: диагенез (осадки), катагенез (породы) и метагенез (метаморфизованные породы) на континенте и в океане. Освещены физико-химические и термодинамические условия образования и изменения осадков и пород, формирования аутигенных минералов, их изменения с ростом давления и температуры, становление и изменение физических свойств, структур и текстур. Показан также состав и концентрация поровых вод, роль бактерий в процессах аутигенного минералообразования. Приведены некоторые результаты моделирования в лабораторных условиях процессов образования осадочных минералов, рассмотрены минеральные фации и зоны изменения осадочных пород на континентах и в океанах (Восточно-Европейская и Сибирская платформы, герцинские и альпийские складчатые сооружения, в океанах по геоструктурам обобщенно).

Проведен сравнительный анализ процессов породообразования на континентах и в океанах, выяснены основные черты их сходства и различия.

Для геологов, литологов, петрографов, занимающихся изучением осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых.

Табл. 47, ил. 70, список лит. 103 назв.

Рецензент д-р геол.-мин. наук *В. В. Лавров* (ВСЕГЕИ)

ВВЕДЕНИЕ

Осадки и осадочные породы покрывают две трети поверхности суши и большую часть дна Мирового океана. Они содержат многие ценные полезные ископаемые: нефть, горючие газы, ископаемые угли, руды алюминия, железа и марганца, соли и многие другие или являются сами полезными ископаемыми (строительные материалы). Около 70 % всех полезных ископаемых, извлекаемых из недр Земли человеком, заключены в осадочных породах.

Все это обуславливает повышенный интерес к изучению осадков и осадочных пород в настоящее время.

В «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года» намечено большое расширение минерально-сырьевой базы СССР — выявление новых месторождений полезных ископаемых и увеличение их добычи. Поиски и разведка новых месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения невозможны без хорошо разработанной теоретической базы — теории осадочного породообразования и формирования осадочных полезных ископаемых. Такая теоретическая база успешно разрабатывается советскими учеными.

Образование осадочных пород — сложный, многостадийный и закономерный процесс, регулируемый физико-географическими, физико-химическими и термодинамическими условиями среды, деятельностью биоса, т. е. экзогенными факторами, с одной стороны, и эндогенными — с другой (поступление эндогенного вещества в виде продуктов вулканических извержений, гидротермальных растворов, газовых эманаций и воздействие теплового потока).

В образовании осадочных пород различают следующие стадии:

- 1) гипергенез,
- 2) седиментогенез,
- 3) диагенез,
- 4) катагенез,
- 5) метагенез.

Первая и вторая стадии являются подготовительными — мобилизации вещества, его переноса и отложения и образования осадков. Эти процессы изучаются не только литологами, но также геологами, палеонтологами, палеогеографами и др. Они детально описаны в работах Н. М. Страхова [63, 64, 65], А. П. Лисицына [36] и многих других.

Осадочные породы возникают в результате диагенетического изменения осадков, следовательно, первой стадией собственно

физм	Диagenез поздний или диагенез пород	Диagenез ранний или диагенез осадков	Швецов
	Эпигенез	Сингенез	Пустовалов
Метагенез	Кагагенез	Диagenез	Вассоевич
	Апо	Апо	
Литогенез			
Метаморфизм	Эпигенез	Сингенез и гальмиролиз	Рухин
	Метагенез	Литогенез	Страхов *
	Ранний или прото-метаморфизм	Диagenез	
	Метагенез	Этапы: 1, 2, 3	Косовская, Логвиненко, Шутов
Метагенез	Эпигенез	Диagenез	Страхов, Логвиненко, Карлова
	Кагагенез	Диagenез	
	Метагенез	Диagenез	Логвиненко [1974 г., 1984 г.]
	Кагагенез	Диagenез	

седиментогенеза и диагенеза. По П. П. Тимофееву [1978 г.] весь процесс образования включены стадия диагенеза и последующие стадии.

образования пород является стадия диагенеза. Следующая стадия — катагенез — стадия бытия осадочных пород и начальных, незначительных их изменений. И наконец, в стадию метагенеза происходит существенное изменение пород — они становятся метаморфизованными осадочными, но еще не метаморфическими породами.]

Таким образом, в настоящей работе будут рассмотрены стадии диагенеза, катагенеза и метагенеза. Следует отметить, что границы между стадиями не всегда удается четко установить и они являются часто условными. Это относится как к начальному моменту (граница между седиментогенезом и диагенезом), так и к конечному, заключительному (граница между стадией метагенеза и региональным метаморфизмом).

Кратко остановимся на вопросах терминологии и номенклатуры стадий и этапов осадочного породообразования.

В немецкой литературе со времен И. Вальтера [I. Walter, 1894 г.] под термином диагенез понимают изменение осадков и пород вплоть до метаморфизма [R. Brinkman, 1961 г.; W. Fritsch, 1966 г.; C. Correns, 1967 г.]. Однако К. Гумбель [C. Gumbel, 1888 г.] включал в диагенез и собственно метаморфизм, а К. Гуммель, У. Ветцель, К. Андре [K. Hummel, 1922 г.; W. Wetzel, 1923 г.; K. Andree, 1911 г.] ограничивали диагенез только изменениями осадка, выделяя более сильные изменения под названием цементация (cementation).

К. Гуммель начальный период изменения поверхностной пленки осадка, до диагенеза, выделил под названием «гальмиролиз», а К. Корренс [C. Correns, 1940 г.] относил гальмиролиз к самому раннему этапу диагенеза.

В англоязычной литературе большинство исследователей — У. Крумбейн, Ф. Петтиджон, Е. Депплес, Х. Вильямс, Ф. Тернер, К. Джильберт, К. Вольф и др. [W. Krumbein, 1947 г.; F. Pettijohn, 1957 г.; H. Williams, F. Turner, C. Gilbert, 1954 г.; E. Dapples, 1959 г.; K. Wolf, 1965 г.] к диагенезу относят все изменения осадков и пород вплоть до метаморфизма. У. Твенгофел [W. Twenhofel, 1936 г.] и Р. Файрбридж [R. Fairbrige, 1967 г.] подразделяют диагенез на два этапа, а Ф. Петтиджон, Х. Вильямс, Ф. Тернер и К. Джильберт гальмиролиз рассматривают как самый начальный этап диагенеза.

Во франкоязычной литературе многие исследователи — А. Ватан, А. Ломбард, Х. Терье, Ж. Милло [A. Vatan, 1967 г.; A. Lombard, 1956 г.; H. Termier, 1960 г.; 46] под диагенезом понимают изменения (явления) постседиментационные, но не метаморфические, т. е. так же, как в немецкой и английской литературе.

В 1964 г. Б. Кюблер [B. Kübler, 1964 г.] в диагенезе выделил анхизону как поздний этап диагенеза, но еще до метаморфизма. Значительно дальше пошел Г. Дуанье де Сегонзак [84], подразделивший диагенез на ранний, поздний и анхизону.

В советской литературе под термином диагенез всегда понимали изменение осадков (А. Е. Ферсман [69]; Л. В. Пустовалов,

1940 г.; Л. Б. Рухин [59]; Н. Б. Вассоевич [10]; Г. И. Теодорович [67]; Н. М. Страхов, 1953 г.; Н. В. Логвиненко, 1967 г.; М. С. Швецов, 1934 г., 1958 г.) с некоторыми вариациями в названиях. Так, М. С. Швецов диагенез осадков называл начальным диагенезом, а диагенез пород — постумным или поздним диагенезом, несколько позже он предложил термин экзодиагенез для диагенеза субаэральных осадков. Что же касается гальмиролиза, то Г. И. Теодорович [67], Л. Б. Рухин [59] выделяли сингенез — явление, одновременное с отложением осадка, и к сингенезу относили гальмиролиз, а по М. С. Швецову [1958 г.] гальмиролиз является начальным этапом диагенеза (раннего диагенеза или диагенеза осадка).

Более поздние изменения пород А. Е. Ферсман [69], Н. Б. Вассоевич [10, 12] относили к катагенезу, а Г. И. Теодорович [67], Л. Б. Рухин [59], Н. М. Страхов [1953 г.] называли эпигенезом.

А. Г. Коссовская, Н. В. Логвиненко, В. Д. Шутов [29] выделили между катагенезом и метаморфизмом стадию метагенеза. Одновременно с этим Н. М. Страхов [1957 г.] назвал метагенезом все изменения пород от диагенеза до метаморфизма, а Н. Б. Вассоевич [1957 г.] предложил термин метагенез вместо метаморфизма. Н. М. Страхов и Н. В. Логвиненко [66], Н. В. Логвиненко и Г. В. Карпова [39], Н. В. Логвиненко [1974, 1984 г.] разделили процессы изменения осадочных пород, происходящие после диагенеза и до метаморфизма, на катагенез и метагенез (табл. 1).

Процессы осадочного породообразования до самого последнего времени изучались главным образом на континентальном блоке земного шара. В настоящее время благодаря крупным достижениям в исследовании морских и океанических осадков и пород, особенно по проекту глубоководного бурения (Deep Sea Drilling Project — DSDP), представляется возможность изучить формирование осадочных пород как на суше, так и в океане. Поэтому мы будем рассматривать отдельно стадии осадочного породообразования на континентах и в океанах, а в заключение проведем сравнительный анализ этих процессов.

Авторы в разное время сотрудничали по изучению некоторых объектов, освещенных в монографии, с Ю. И. Белоцерковцем, И. И. Волковым, Г. В. Карповой, В. Г. Космачевым, М. А. Левитаном, А. Е. Лукиным, И. В. Николаевой, Нгуен Бьеу, А. Г. Розановым, Е. А. Романкевичем, Э. И. Шевяковой, С. И. Шуменко, а также обсуждали различные аспекты проблемы с Н. Б. Вассоевичем, М. Г. Бергером, А. Г. Коссовской, Н. В. Котовым, К. Круком (Канберра), К. Лидка (Варшава), Н. М. Страховым, В. Б. Татарским, П. П. Тимофеевым, В. А. Франк-Каменецким, В. Н. Холодовым, Л. Е. Штеренбергом, В. Д. Шутовым и некоторыми другими.

Авторы пользовались поддержкой и помощью сотрудников кафедры минералогии и петрографии Харьковского университета, отдела геологии угля и горючих сланцев ВСЕГЕИ, лаборатории геологии угля Днепропетровского горного института и кафедры литологии и морской геологии Ленинградского университета. Всем им они приносят искреннюю благодарность.

СТАДИЯ ДИАГЕНЕЗА — ОСАДКИ

Диагенез (изменение — перерождение или преобразование) — процесс превращения осадков в осадочные породы.

Свежевыпавший осадок представляет собой рыхлую или жидкую массу разной плотности, состоящую из обломочных частиц, химически и биологически осажденных компонентов, органических остатков, ОВ (органического вещества) мертвого и живого (бактерии). Эта масса в субаквальных условиях насыщена водой, содержащей различные элементы и соединения в виде коллоидов и истинных растворов и некоторые газы, а в субаэральных условиях лишена воды или лишь частично заполнена.

По выражению Н. М. Страхова [1953 г.] осадки — это сложная и неуравновешенная физико-химическая система, а диагенез представляет собой стадию ее физико-химического уравнивания в условиях низкой температуры и давления при разных значениях рН и Eh.

Диагенез осуществляется за счет внутренних ресурсов вещества и энергии, и источником энергии является наличие ОВ и жизнедеятельность бактерий.

В зависимости от характера осадков, количества и качества ОВ, содержащегося в осадках, состава и концентрации поровых вод различают несколько типов диагенеза как в субаэральных, так и в субаквальных осадках.

Так, в терригенных, содержащих ОВ осадках водоемов с нормальной морской соленостью диагенетические изменения определяются наличием ОВ и деятельностью бактерий. Бактерии (сульфатредуцирующие, метановые и др.) потребляют свободный кислород и разлагают ОВ. В этих условиях происходит восстановление окисных соединений железа и марганца в закисные, идет редукция сульфатов поровых вод с образованием H_2S и CO_2 , CH_4 и др. Среда из окислительной становится восстановительной, понижается рН. В результате взаимодействия H_2S с катионами раствора образуются сульфиды железа и тяжелых металлов в виде отдельных зерен, агрегатов и конкреций. Карбонаты органических остатков и седиментогенные растворяются.

Одновременно с биохимическими процессами развиваются физико-химические изменения — происходит коагуляция и старение коллоидов, растворение одних минералов и осаждение других.

Между поглощенным комплексом катионов глинистых минералов и поровыми водами происходит обмен, в результате чего изменяются состав поровых вод и поглощенный комплекс глинистых минералов. Благодаря свободному обмену между поровыми

и придонными водами сульфатный ион и катионы кальция и магния диффундируют в поровые воды, а CO_2 , H_2S и катионы железа, марганца, фосфора в придонные воды. Удаление избытка CO_2 приводит к осаждению карбонатов железа и марганца в виде конкреций и желваков, а также рассеянных в массе осадка. В самой верхней части осадка, где условия по pH и Eh неустойчивые, образуются лептохлориты, фосфаты, глауконит.

Общая схема диагенеза по Н. М. Страхову [1953 г.] следующая:



На последующих этапах диагенеза развивается уплотнение, благодаря значительной мощности новых порций осадков отжимаются поровые воды, прекращается свободный водообмен с наддонными водами и затухает деятельность бактерий, продолжается рост конкреций, появляются зацементированные участки осадка. В зависимости от состава осадков, поровых вод и содержания ОВ диагенетические изменения происходят по-разному: при обилии ОВ диагенез от начала и до конца идет в восстановительных условиях, при отсутствии ОВ в окислительных, в пресных и опресненных водоемах осуществляется по глеевому типу — сульфатредукция идет вяло, и образование H_2S и сульфидов железа не играет существенной роли.

В субаэральных осадках ранний диагенез происходит в условиях поверхности земли под влиянием воздуха и дождевых вод аналогично выветриванию и почвообразованию, и только после изоляции от атмосферы новыми порциями осадков начинается собственно диагенез субаэральных осадков, характер которых определяется составом осадков и содержанием ОВ. В озерах и болотах суши при обилии ОВ диагенез осуществляется в восстановительных кислых до нейтральных и слабощелочных условиях с образованием карбонатов железа, фосфатов железа, каолинита.

[В карбонатных осадках Д. Чилингар [72] выделяет физические (уплотнение, усадка, осушение, коррозия), биохимические (аккреция, агрегация, коррозия, разложение и синтез органических соединений) и физико-химические процессы (окисление, восстановление, растворение, цементация и децементация и др.).

Эти разнообразные процессы в одних случаях приводят к уплотнению, в других — к разуплотнению, однако одной из характерных черт диагенеза карбонатных осадков является их довольно быстрая цементация (главным образом литоральных и мелководных осадков).

Наиболее распространены следующие аутигенные минералы стадии диагенеза.

Сульфиды железа: гидротроилит, пирит, марказит, грейгит, мельниковит.

Сульфиды тяжелых металлов: галенит, сфалерит, халькопирит.

Карбонаты: кальцит, магниальный кальцит, арагонит, доломит, минералы изоморфного ряда сидерит — магнезит, сидерит — родохрозит, поликомпонентная изоморфная смесь кальция, магния, железа и марганца.

Сульфаты: гипс, ангидрит, барит, целестин.

Фосфаты: подолит (даллит), курсит, штаффелит, коллофанит, вивианит, керченит.

Окислы и гидроокислы железа, марганца, кремния, алюминия, титана и др.

Силикаты: минералы группы каолинита, гидрослюд, монтмориллонита, смешаннослойные фазы, палыгорскит, сепиолит, глауконит, лептохлориты, цеолиты.

Аутигенные минералы стадии диагенеза встречаются в виде рассеянных мелких зерен в массе осадка, часто образуют пелитоморфные (микритовые) агрегаты, колломорфные выделения, пленки, а также слагают конкреции, конкреционные прослои и цементирующую массу осадков. Характерными формами для суль-

ТАБЛИЦА 2

Сопоставление диагенеза и гальмиролиза

Параметр	Гальмиролиз	Диагенез (ранний)
Место Объект	Дно океанов и морей Поверхностный слой осадков и коренных пород	Дно океанов и морей Осадки с заключенными в них обломками пород
Среда	Водная, главным образом при- донные воды	Водная, главным образом поро- вые воды
Условия	По К. Гуммелю окислитель- ные щелочные, по современ- ным представлениям разные по pH и Eh. Температура низкая, давление от атмо- сферного до 100 МПа	Окислительные, нейтральные восстановительные, от щелоч- ных до кислых. Температура низкая, давление 1—100 МПа
Процессы	Окисление, гидратация, гидро- лиз, выщелачивание и вынос катионов из пород, реакция замещения и обмена, синтез минералов из коллоидов, осаждение из истинных рас- творов	Окисление, гидратация, гидро- лиз, восстановление, реакции замещения и обмена, синтез из коллоидов, осаждение из истинных растворов
Образующиеся минералы	Окислы и гидроокислы желе- за, марганца, палагониты, глинистые минералы, глау- конит, карбонаты, сульфаты, фосфаты, сульфиды (?), цео- литы	Окислы и гидроокислы железа, марганца, палагониты, глини- стые минералы, глауконит, карбонаты, сульфаты, фосфа- ты, сульфиды, цеолиты

фидов железа часто являются мелкие глобули-фрамбоиды, для карбонатных минералов — оолиты, желваки, конкреции и псевдоморфозы по растительным остаткам и т. п., сходные формы образуют лептохлориты, глауконит (глобули, микроконкреции, оолиты, бобовины и др.).

В заключение остановимся на сопоставлении диагенеза и гальмиролиза (табл. 2). Это необходимо потому, что ряд исследователей выделяют гальмиролиз, или подводное выветривание, как самостоятельную стадию до диагенеза.

Приведенное выше сравнение процессов раннего диагенеза и гальмиролиза показывает их большое сходство, если не сказать

тождество, поэтому авторы согласны с мнением тех исследователей, которые считают гальмиролиз самым начальным — ранним диагенезом.

I. КОНТИНЕНТЫ

1. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Температура. Зона диагенеза на континенте имеет мощность от первых десятков до первых сотен метров, поэтому все диагенетические процессы осуществляются при низкой температуре, близкой к температуре поверхности земли. Тепловой поток, как правило, не играет существенной роли. При среднем геотермическом градиенте 3°C на 100 м (на платформах ~ 1 , в геосинклиналях $7\text{—}8^{\circ}\text{C}$ на 100 м) повышение температуры с углублением на первые сотни метров составляет от нескольких градусов до первых десятков градусов.

Давление. Давление, так же как и температура, в зоне диагенеза континентов низкое — от одной атмосферы на поверхности до 5—10 МПа в толще осадков, как субаэральных, так и субаквальных осадков крупных глубоководных озер и внутренних морей. Некоторое повышение давления может наблюдаться в ледниковых отложениях благодаря давлению движущегося льда, а также в местах, где осадки суши вовлечены в складчатые деформации.

Кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия. В субаквальных осадках (озерные, морские) наблюдаются как окислительные, так и восстановительные ($\pm E_h$) и щелочные, нейтральные и кислые ($pH=7$ и <7) условия среды. Особо следует отметить осадки болот и торфяников, где преобладают восстановительные ($-E_h$) и кислые ($pH<7$) условия среды, а также осадки засоленных озер и лагун, где pH может быть >7 (до 9—11) на начальной стадии осолонения и <7 на конечной стадии осолонения (сульфатной, хлоридной), а E_h положительным и отрицательным.

Парциальное давление углекислого газа (p_{CO_2}). При сравнительно невысоком содержании CO_2 в атмосфере на поверхности земли и в поровом пространстве осадков среднее $p_{CO_2}=10^{1.5}$ Па. Однако в осадках, обогащенных OB (болота, торфяники и некоторые другие), p_{CO_2} , вероятно, несколько выше, порядка 10^3 Па и, может быть, еще выше (?).

Состав и минерализация поверхностных и поровых вод. На континенте существует большое разнообразие состава и минерализации вод поверхностных водоемов и грунтовых (поровых) вод ближайших к поверхности земли горизонтов. Это разнообразие обуславливается физико-химическими — климатическими условиями.

В областях избыточного увлажнения (умеренно влажный пояс средних и высоких широт, тропический и экваториальный пояс

ТАБЛИЦА 3

Минерализация поровых вод терригенных илов Черного (г/кг) и Каспий

Осадки	Na	K	Ca
Четвертичные илы Черного моря, скв. 379, глубина 3,7 м [Ф. Т. Мангейм и др., 1979 г.]	5,32	0,19	0,24
То же, глубина 60 м	1,80	0,04	0,63
То же, глубина 204 м	0,84	0,03	0,16
Плиоценовые илы Черного моря скв. 381, глубина 209 м	2,03	0,16	2,04
Четвертичные илы Каспия, скв. 8 Алятыморе, глубина 0—9 м [З. В. Пушкина, 1965 г.]	6,11—3,02	0,08—0,20	0,50—0,78

низких широт) преобладают пресные воды невысокой минерализации, в областях засушливых (районы с резко континентальным климатом, полупустыни и пустыни) — соленые высокоминерализованные воды. В областях переходного типа (степи, саванна) распространены воды повышенной минерализации.

Состав и концентрация поверхностных и подземных вод определяют в значительной мере состав и минерализацию поровых вод осадков и осадочных пород, хотя прямая зависимость не всегда наблюдается.

Так, например, в четвертичных субэвральных суглинках Кольван-Томской складчатой области общая минерализация поровых вод составляет 2 г/л, SO_4 — 25 мг-экв, Ca — 25 мг-экв, в то время как подземные воды гидрокарбонатнокальций-магниевого и слабоминерализованные [68]. В субэвральные четвертичные суглинках Обь-Томского междуречья по данным тех же авторов поровые воды содержат, мг-экв: HCO_3 — 3, K+Na — 1,5, Ca+Mg — 2,7, Cl — 0,8, SO_4 — 0,5. Примерно такой же состав имеют и грунтовые воды. Сведения о поровых водах четвертичных и неогеновых осадков Каспия и Черного моря приведены в табл. 3. В ближайших к поверхности дна горизонтах поровые воды осадков имеют состав и минерализацию, близкие к таковым воды Черного моря, ниже наблюдается опреснение вод, а на горизонте 200 м сильное засоление. Можно предполагать, что это реликтовые воды водоемов, бывших на месте моря в прошлые времена.

Общая картина на поверхности земли такова, что при движении от местностей с избыточным увлажнением к засушливым, как правило, наблюдается смена пресных слабоминерализованных гидрокарбонатных осадков гидрокарбонатно-сульфатными, затем сульфатными, сульфатно-хлоридными и хлоридными. Соответственно с этим происходит и изменение pH и Eh.

Органическое вещество. Наиболее высокое содержание ОВ наблюдается в областях избыточного увлажнения в озерах, болотах и торфяниках, где $C_{орг}$ может достигать 60 % (на

ского (мг-экв/100 г породы) морей

Mg	Cl	SO ₄	S, ‰	Alk	pH
0,65	9,65	1,34	17,7	0,19	8,27
0,26	3,28	0,09	7,0	0,92	7,81
0,15	1,75	0,02	4,0	0,63	7,78
1,03	37,7	0,04	64,0	0,37	7,00
1,25—2,70	3,50—6,90	1,43—2,69	1,3—1,5 г/л	0,3—0,7	7,9

сухой осадок), а воды, вытекающие из болот, содержат ОВ в растворенном виде до 100—160 мг/л. В речных водах ОВ на порядок меньше.

В областях засушливых содержание ОВ в осадках незначительное, а местами ОВ вообще отсутствует (эоловые пески, грубообломочный делювий). Во внутренних морях и озерах содержание ОВ от первых процентов до десятков процентов.

По В. А. Успенскому [1956 г.] удельная концентрация живого вещества на суше следующая, г/см²: педосфера — 4,36, болота — 0,078, озера и реки — 0,021. Однако из такой массы вещества в осадках наблюдается, ‰: педосфера 0,0, болота 8,6, озера и реки 42,9.

Наличие ОВ в водах и осадках обуславливает широкое развитие бактерий (гетеротрофных и автотрофных): метановых, нитрификаторов и денитрификаторов, сульфатредуцирующих, тиобактерий, железобактерий и многих других. Роль бактерий велика, они разлагают ОВ и создают благоприятные условия для диагенетического минералообразования.

Некоторые сведения о распространении бактерий в субаэральных и субаквальных осадках континента приводятся ниже.

В глинах коры выветривания Обь-Томского междуречья на глубине 150 м число клеток сульфатредуцирующих бактерий в поровых водах составляло 10⁸ кл/мг порового раствора (рН порового раствора 5,3, содержание Fe — 1 мг/л, SO₄ — 1,2 мг/л, общая минерализация 1,9 г/л).

В тех же глинах на поверхности земли обнаружено 10⁸ кл/мг порового раствора тионовых бактерий (рН порового раствора 1,4—2,0, Fe — 48 г/л, SO₄ — 117 г/л, общая минерализация 166 г/л [68]).

В лессах, лессовидных суглинках, осадках такыров обнаружено на глубинах от 0 до 35—45 м от поверхности до 35—45 тыс. кл/г автотрофных железомарганцевых бактерий рода *Metallogenium*, окисляющих Fe²⁺ и Mn²⁺, а в глеевых горизонтах под болотными

почвами до 4000 кл/г бактерий, восстанавливающих Fe^{3+} и Mn^{4+} [8].

В илах Черного моря в поверхностной пленке осадка на глубине 2000 м содержится до 1000 кл/г сульфатредуцирующих бактерий, а на горизонте 65 см от поверхности дна всего первые десятки клеток на грамм сырого ила.

На глубине 200—300 м против Батуми содержится до 300 000 кл/г сырого ила в поверхностной пленке осадка сульфатредуцирующих бактерий [Ю. И. Сорокин, 1962 г.]. Отмечены также метановые бактерии.

2. ОСАДКИ КОНТИНЕНТОВ

[Состав осадков континента очень пестрый, поэтому мы рассмотрим только основные вещественные типы осадков: терригенные, карбонатные, кремнистые,] а также терригенно-соленосные и осадки, обогащенные ОВ (в наиболее распространенных фациях).

Терригенные осадки. Терригенные (к терригенным относим и глинистые, так как обломочные — терригенные глины гораздо шире распространены, чем аутигенные глины) осадки на континенте являются наиболее распространенными и встречаются почти во всех типах фаций. Терригенные осадки почти нацело слагают делювий, пролювий, аллювий, дельтовые отложения, золотые, ледниковые, водно-ледниковые, многие озерные отложения и осадки внутренних морей. Они представлены широким гранулометрическим спектром от галечников и гравия до песков, алевролитов и пелитов.]

Диagenетические изменения осадков по-разному осуществляются в субаэральных и субаквальных условиях.

Субаэральные осадки. Субаэральные осадки (делювий, пролювий, аллювий и др.) представляют собой скопление твердых частиц обломочного материала песчаной, алевролитовой и пелитовой размерностей, а также коллоидного вещества, особенно в пелитовых разновидностях. Они образуют пористую массу, поры которой полностью заполнены воздухом, имеется лишь гигроскопическая и пленочная вода, или частично заполнены воздухом, частично — водой — гигроскопической, пленочной, капиллярной и периодически гравитационной — в периоды инфильтрации атмосферных осадков. Помимо минеральных компонентов осадки могут содержать обломки раковин наземных и водных моллюсков и растительный детрит и разнообразные бактерии и грибки. Компоненты осадков находятся под воздействием O_2 и CO_2 воздуха и дождевых вод постоянно или периодически.

Начальный этап диагенеза, до перекрытия их новыми порциями осадков и изоляции от атмосферы, осуществляется так же, как и выветривание на поверхности земли и (или) как почвообразовательный процесс. Для этого процесса М. С. Швецов [1958 г.] предложил название экзодиагенез.

В раннем диагенезе происходят окисление и гидратация минералов и дегидратация в сухие периоды. Окислению и гидрата-

ции подвержены минералы, содержащие закисные формы железа, марганца, серы и др., образуются окислы и гидроокислы железа и марганца, сульфаты окисного железа и тяжелых металлов, полевые шпаты и слюды гидрослюдизируются и переходят в каолинит, растворяются карбонаты.

В северной лесной зоне с подзолистыми почвами, в кислой среде из почвы вымываются коллоиды и катионы железа, марганца, алюминия и др., которые осаждаются в подпочвенном горизонте, образуя желваки и конкреции, обогащенные железом, марганцем, алюминием [В. Д. Тонконогов, 1970 г.], или сплошные зацементированные горизонты ортзандов или орштейнов с высоким содержанием железа, марганца, алюминия (преобладает железо) [22].

В этом процессе принимают участие железобактерии. Под болотными почвами, обогащенными ОВ, возникает бескислородная среда, осуществляется так называемый глеевый процесс, происходит образование сидерита, вивианита, каолинита. Восстановление Fe^{3+} производят бактерии из рода *Metallogenium*, содержание которых в 1 г сырого грунта достигает 4000 клеток [8].

В лесостепной зоне и степях (суглинки водоразделов и дюльвия, лессы и лессовидные суглинки) карбонаты являются важными аутигенными минералами.

В почвенных горизонтах, богатых ОВ, карбонаты растворяются и выносятся из почвы вглубь инфильтрационными водами. По мере просачивания вод, потери CO_2 , карбонаты осаждаются, образуя конкреции, мицеллы, псевдомицеллы, микроагрегаты. Это обычно пелитоморфные агрегаты кальцита, магниезального кальцита, реже доломита. Ниже карбонатных горизонтов осаждаются гипс.

Материнские породы почв — различные суглинки — обычно окрашены в желто-серые и желто-бурые тона благодаря наличию гидроокисных соединений железа. В окислении железа наряду с кислородом воздуха принимают участие железобактерии рода *Metallogenium*, содержание которых достигает 45 000 кл/г грунта [8].

В засушливых степях и пустынях в почвенном (поверхностном) и подпочвенном горизонте происходит накопление карбонатов (главным образом доломит, реже кальцит), сульфатов (гипс, глауберит), хлоридов (галит), а также образуются различные силикаты — минералы группы палыгорскита — сепиолита и цеолиты. Это засоление может идти как с поверхности — испарение поверхностных вод (такыры, засоленные марши и ранны), так и с глубины — от неглубоко залегающих грунтовых вод — вытягивание вод по капиллярам и испарение (большая часть солонцов и солончаков).

В тропической зоне земного шара широким распространением пользуются латеритные и саванные железняки — аналоги орштейнов и ортзандов умеренного влажного климата. Они отличаются от последних, как правило, более высоким содержанием

железа, наличием безводных окислов железа, гидроокислов алюминия и обычно положением — приуроченностью к верхней части почвенного профиля.

Иногда на этом и заканчивается диагенез субаэральных осадков, если они остаются на поверхности земли и не перекрываются новыми порциями отложений.

На раннем этапе диагенеза субаэральных осадков уплотнение не играет существенной роли в зернистых осадках и заметно проявляется в глинистых. Глинистые осадки при осушении подсыхают и уменьшаются в объеме (усадка). Многократное проявление сухих периодов приводит к появлению в разрезах уплотненных глин, иногда с трещинами усыхания.

После перекрывания осадков новыми порциями отложений и изоляции их от атмосферы в позднем диагенезе развивается гравитационное уплотнение и проявляются процессы цементации (карбонатный, гипсовый, реже кремнистый, железистый цементы).

В осадках, лишенных ОВ или содержащих ОВ в незначительных количествах, процессы минералообразования продолжают в том же плане — в щелочной и окислительной среде, в присутствии аэробных бактерий.

В осадках, содержащих ОВ, появляются анаэробные бактерии, идет деструкция ОВ, образуется CO_2 и понижается рН. Это приводит к растворению карбонатов, сульфатов, фосфатов. В дальнейшем при удалении избытка CO_2 (в бескислородных поровых водах глеевый процесс) осаждаются карбонаты железа и марганца.

Пресные воды, как правило, содержат мало сульфатного иона, и сульфатредукция идет вяло, основное поступление серы происходит за счет минерализации содержащих серу органических соединений — распада ОВ. Благодаря этому образование H_2S и сульфидов железа не имеет существенного значения. На суше преобладает гумусовое ОВ (клетчатка, лигнин и т. п.). При аэробном разложении клетчатки образуются CO_2 , CH_4 , при анаэробном — CO_2 , CH_4 , H_2 , жирные кислоты. Лигнин превращается в гуминовые кислоты и их производные. Наиболее устойчивыми компонентами являются споры, кутикула, кора. В субаэральных осадках преобладает процесс аэробного изменения и часто полного сгорания ОВ.

Минералогическая плотность (удельный вес) субаэральных осадков зависит от минерального состава и обычно находится в пределах от 2,60 до 2,80 г/см³ (пески 2,62—2,68, глины 2,54—2,82 г/см³), объемная плотность (объемный вес) 1,70—2,20 г/см³, пористость в пределах 25—50 %, (пески 25—42, глины и суглинки 30—50 %) (табл. 4).

Аутигенные минералы субаэральных осадков представлены окислами и гидроокислами железа, марганца, кремния, алюминия, титана, карбонатами (кальцит, магнезиальный кальцит, доломит, сидерит и др.), сульфидами железа и тяжелых металлов, сульфатами, хлоридами, силикатами и алюмосиликатами (гидрослюда,

каолинит, монтмориллонит, палыгорскит, сепиолит, хлориты, цеолиты) (табл. 5).

Субаквальные осадки. Терригенные осадки озер и внутренних морей представлены разнообразными типами песков, алевритов, пелитов, реже встречаются грубообломочные отложения (прибрежная зона и пляжи). Наряду с обломочным материалом

ТАБЛИЦА 4

Физические свойства субаэральных терригенных отложений

Осадки	Плотность, г/см ³	Объемная плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Источник
Пески четвертичные, аллювий и делювий Поволжья	2,62—2,67	—	32—41	—	В. А. Приклонский [1952 г.]
Пески р. Миссури, США	—	1,96—1,98	42—43	—	Ф. Берч и др. [6]
Пески делювия, КМА	2,63—2,68	—	27—42	—	Н. К. Паффенгольц [1974 г.] Тот же
Суглинки и глины, там же	2,55—2,75	1,70—2,10	30—50	—	
Лессы Айдахо, США	—	1,40—1,70	53—69	—	Ф. Берч и др. [6]
Лессы Средней Азии	2,60—2,70	1,30—1,95	40—60	—	В. А. Приклонский [1952 г.]
Суглинки и глины Туркмении	2,52—2,72	1,65—1,93	30—46	1,85—2,11	М. Л. Озерская и др. [52] Тот же
То же, водораздел Днепровско-Донецкой впадины	2,64—2,66	1,60—2,30	25—45	1,65—1,98	
То же, Латвии	2,70—2,78	1,35—1,54	44—51	—	»
Глины Прикаспия, Азербайджана	2,68—2,82	1,92—2,04	28—29	1,97—2,04	»
Глины Колхиды, Грузия	2,59—2,73	1,62—1,84	30—37	—	»

эти осадки содержат ОВ, часто в значительном количестве, крупный и мелкий растительный детрит и скелеты различных организмов. Они отличаются от субаэральных осадков тем, что поры полностью заполнены водой или частично водой и частично газами, которые возникают в процессе деструкции ОВ (СО₂, СН₄ и др.). Во многих типах субаквальных осадков наблюдается значительное расхождение между влажностью и пористостью (до 10—25%). В субаквальных осадках, особенно глубоководных, преобладают тонкодисперсные глинистые частицы. Диагенетические изменения осуществляются в водной среде, пресных или соленых водах разной минерализации, в восстановительных и окислительных усло-



виях при переменном значении рН, что определяется количеством и качеством органического вещества и жизнедеятельностью бактерий.

В пресных водоемах суши и опресненных заливах в терригенных и существенно глинистых осадках при наличии ОВ обычно присутствует окисленная верхняя пленка (единицы — десятки сантиметров), где образуются окислы и гидроокислы железа и мар-

ТАБЛИЦА 5

Аутигенные минералы субаэральных терригенных осадков

Зоны	Парагенезы	
Северная лесная	Гидроокислы железа и марганца	Гидроокислы железа, опал, халцедон, вивианит, сидерит, каолинит, кварц, гидрослюда, каолинит
Степная и тропическая	Кальцит, магнезиальный кальцит, доломит, гипс, монтмориллонит	Гетит, гематит, гидрогетит, нонтронит, гидраргиллит
Засушливые	Кальцит, магнезиальный кальцит, доломит, гипс	Доломит, магнезиальный глауберит, галит, монтмориллонит, кальцит, доломит, сода, селитра, цеолиты

ганца, рассеянные в осадке и в виде конкреций. Ниже располагается восстановленная зона осадков, простирающаяся на десятки сантиметров и метры, в которой происходит накопление гидро-троилита, пирита, вивианита, карбонатов железа и марганца.

В верхней окисленной пленке осадков часто встречаются железомарганцевые конкреции. Образование конкреций происходит благодаря диффузии закисных форм железа и марганца из восстановленной зоны в окисленную (в вертикальном и горизонтальном направлении), где они окисляются и выпадают в осадок, образуя железомарганцевые конкреции [Н. М. Страхов и др., 1968 г.]. Подобные конкреции широко распространены в Балтийском море, в оз. Байкал, в малых озерах северной лесной зоны и др.

В осадках, обогащенных ОВ, — в болотах и торфяниках, — которые, вероятно, следует относить к осадкам переходным от субаэральных к субаквальным (торфяники располагаются ниже уровня воды, на уровне и выше уровня воды в периоды осушения), ранний диагенез осуществляется главным образом в восстановительных кислых условиях, временами в окислительных кислых и нейтральных условиях среды при участии бактерий. В верхнем 10-сантиметровом слое торфа число бактерий достигает 25—70 млн. кл/г торфа. На глубине 0,5 м число бактерий умень-

шается на два порядка, а на глубине 2 м бактерий содержится только тысячи клеток на грамм торфа [Э. Штах и др., 1978 г.]. Осадки, как правило, насыщены водой, уплотнение их очень слабое.

В процессе диагенеза в болотах и торфяниках образуются карбонаты железа и марганца (сидерит, минералы изоморфного ряда сидерит — магнезит и сидерит — родохрозит), фосфаты железа (вивианит, керченит и др.). Сульфатредукция идет вяло ввиду недостатка сульфатного иона (основным поставщиком серы является минерализация ОВ), однако некоторое количество сульфидов железа возникает. Образующийся при этом CO_2 восстанавливается метановыми бактериями до CH_4 . В торфяниках, связанных с морем, интенсивность этого процесса возрастает во много раз и наблюдаются обильные выделения пирита. В моменты осушения и аэрации образуются окислы и гидроокислы железа и марганца и происходит окисление сульфидов и карбонатов железа.

В почве торфяников и болот (а также по минеральным компонентам силикатного и алюмосиликатного состава в массе ОВ) наблюдается интенсивная каолинизация полевых шпатов и слюд — образование каолинита и минералов его группы. Процессы изменения ОВ рассмотрены В. Д. Успенским [1956 г.], Н. М. Страховым [63] и др.

Одним из наиболее ранних процессов является автолиз мертвых клеток, проявляющийся главным образом в гидролизе органического вещества — присоединении воды, в результате чего сложные молекулы ОВ расщепляются на простые — типа кислот и спиртов. Затем под действием грибов и бактерий аэробное разложение клетчатки приводит к образованию CO_2 , CH_4 , при анаэробном разложении возникают CO_2 , CH_4 , H_2 и жирные кислоты. Лигнин преобразуется в гуминовые кислоты, белки дают CO_2 , NH_3 , H_2S и аминокислоты. ОВ теряет клеточную структуру и превращается в обводненный коллоид. Менее подвержены изменениям смолистые вещества, споры, кутикулы, кора. При потере воды происходит старение коллоидов, гумификация и минерализация ОВ. Захоронение ОВ в осадках происходит в виде торфа и сапронеля.

В засоленных водоемах суши, заливах и лагунах с высокой минерализацией вод диагенез осуществляется в щелочных на начальном этапе осолонения (карбонатная стадия) и кислых на последующих (сульфатная и хлоридная стадии), в окислительных и реже восстановительных условиях среды.

В зависимости от характера среды образуются окислы и гидроокислы железа, сульфиды, карбонаты, сульфаты, хлориды, силикаты (гидрослюды; монтмориллониты, смешаннослойные фазы, палыгорскиты, сепиолиты, тальк, цеолиты).

В горизонтах солей седиментогенные минералы испытывают различные изменения благодаря взаимодействию с рапой или более пресными водами, а также в результате отжатия растворов и обезвоживания. Так, например, эпсомит ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), взаимо-

действуя с рапой, содержащей NaCl, дает начало астраханиту $[Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 2H_2O]$, каинит $(KClMgSO_4 \cdot 3H_2O)$ в тех же условиях переходит в карналлит $(KClMgCl_2 \cdot 6H_2O)$. Менее минерализованные воды, отжатые из глинистых пластов, растворяют наиболее растворимые минералы и замещают их менее растворимыми. Например, по карналлиту образуется сильвин, а сильвин, в свою очередь, замещается галитом.

При отжати растворов — обезвоживании происходит дегидратация минералов. Например, мирабилит $(Na_2SO_4 \cdot 10H_2O)$ переходит в тенардит (Na_2SO_4) .

В горизонтах терригенных илов соленосных толщ на доломитовой стадии образуются магнезиальные водные силикаты (пальгорскит и сепиолит), смешаннослойные минералы типа корренсита, железистые гидрослюды, магнезиальные хлориты.

В познание процессов диагенеза солей ценный вклад вносит изучение многофазовых включений в минералах. Так, О. И. Петриченко [1982 г.] на материале по месторождениям солей Юга европейской части СССР и Карпат установил, что растворы диагенетической стадии были обогащены Fe^{2+} , HCO_3 , NH_3 , Sr и некоторыми другими элементами по сравнению с рапой солеродного бассейна и концентрации могли достигать 50—200 мг/л, pH растворов находилось в интервале 1,0—6,5, а Eh от +200 до —170 мВ. По данным изучения включений в галите и сильвине давление во время их образования достигало 1—30 МПа, а температуры при образовании калийных сульфатных солей Прикарпатья достигали 75°C при верхнем пределе температуры диагенетической стадии около 110—120°C. Такое повышение температуры автор связывает с перекристаллизацией мелкокристаллических осадков в крупнокристаллические каинит-лангбейнитовые породы. Последнее вызывает сомнение.

В зоне диагенеза подобные температуры не встречаются, а процессы перекристаллизации солей характерны главным образом для стадии катагенеза, и, как отмечали ряд исследователей, определение температуры по гомогенизации многофазных включений в минералах невозможно без значительных погрешностей.

Диагенез солей — процесс достаточно быстрый. Он заканчивается в годичном цикле или максимум в десятки — сотни лет [63]. При наличии ОВ возможны восстановление сульфатов до сероводорода сульфатредуцирующими бактериями, а также разложение сероводорода тионовыми бактериями с образованием элементарной серы.

Во внутренних морях с нормальной морской соленостью и опресненных (соленость 1—2 %) средних и высоких широт, где преобладают терригенные осадки, содержащие то или иное количество ОВ, диагенез осуществляется в окислительных и восстановительных щелочных условиях.

На шельфе верхний слой осадков окислен (первые сантиметры, десятки сантиметров), ниже располагается восстановительный слой различной мощности. В глубоководных впадинах окислен-

ный слой осадков очень тонкий, а в морях с аномальным газовым режимом вообще отсутствует.

Начальный этап диагенеза существенно глинистых осадков, содержащих ОВ, происходит в сильно обводненной осадке-суспензии при наличии некоторого количества кислорода и аэробных бактерий. На этом этапе образуются окислы и гидроокислы железа и марганца, лептохлориты. Благодаря коагуляции и укрупнению частицы постепенно осаждаются, и из суспензии формируется осадок, а над ним — новый слой суспензии.

На следующем этапе среда становится бескислородной, благодаря деятельности анаэробных бактерий идет деструкция ОВ, образуются сероводород, сульфиды железа, иногда марганца, рН понижается, растворяются карбонаты. Осадок достаточно пористый, обводненный, обмен между поровыми и наддонными водами свободный.

Растворимые формы железа и марганца диффундируют в верхний окисленный слой осадков, где окисляются, осаждаются и образуют конкреции. При удалении избытка CO_2 в наддонные воды путем диффузии или разложения ее метановыми бактериями осаждаются карбонаты железа, марганца, кальция и марганца. На заключительном этапе диагенеза продолжается гравитационное уплотнение. Темп уплотнения зависит от характера осадков и их однородности или наличия переслаивания зернистых и глинистых осадков. Так, в скв. 379 «Гломар Челленджер» в Черном море с более или менее однородной толщиной четвертичных терригенных илов мощностью 80 м пористость уменьшилась от кровли к подошве на 12%, а в Каспийском море в глинистых илах с прослоями песков и алевритов того же возраста мощностью 80 м пористость уменьшилась от кровли к подошве более чем в 2,5 раза по сравнению с Черным морем (табл. 6, рис. 1, 2).

На заключительном этапе диагенеза обмен между поровыми и наддонными водами затруднен, затухает деятельность бактерий. Этот этап наиболее продолжительный, мощность зоны от десятков до первых сотен метров, происходят рост старых и образование новых конкреций, пористость и влажность заметно уменьшаются, глинистые осадки находятся в пластичном состоянии.

Минералогическая плотность субаквальных осадков находится в пределах 2,50—2,85 г/см³ (пески 2,60—2,80, глинистые илы 2,06—2,84); объемная плотность 1,45—1,90 г/см³; пористость 40—95% (пески 30—48, глинистые илы 44—95); скорость ультразвука 1,5—1,9 км/с (табл. 6, 7, рис. 1, 2).

Аутигенные минералы субаквальных осадков представлены окислами и гидроокислами железа, марганца, кремния, сульфидами железа и тяжелых металлов, сульфатами, карбонатами, фосфатами, хлоридами, комплексными солями, силикатами и алюмосиликатами (магнезиальные водные силикаты, лептохлориты, различные глинистые минералы и цеолиты — табл. 8).

Существующие в осадках условия и парагенезы аутигенных минералов показаны на сводной — качественной диаграмме

ТАБЛИЦА 6

Физические свойства и аутигенные минералы осадков Каспийского и Черного морей

Номер скважины, глубина воды, м	Возраст	Осадки и глубины, м	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Аутигенные минералы
8, Аляты-море, Каспийское море, 10—20	Голоцен—плейстоцен	Глинистые илы с прослоями алевритов и песков, 0—10	1,20—1,50	35—65	—	Пирит, мельниковит, железистые хлориты, железистый доломит, кальцит, цеолиты
	То же	То же, 10—80	1,40—1,60	30—48	—	То же
	»	Глинистые илы и глины с прослоями алевритов и песков, 80—160	1,40—1,60	35—45	—	»
	Верхний плиоцен (апшерон)	Глины серые с редкими прослоями песка и алеврита, 160—600	1,50—1,66	28—45	—	Пирит, мельниковит, железистый доломит, сидерит, кальцит, цеолиты, гипс
379, Черное море, 2200	Средний плиоцен (продуктивная толща)	Глина с прослоями песка и алеврита, 600—900	1,60—1,95	12—35	—	То же
	Плейстоцен	Терригенные илы с прослоями сапропеля, 0—80	1,44—1,68	60—68	1,58—1,65	Кальцит, магниевый кальцит, арагонит, доломит, пирит, цеолиты, ОВ
	»	Терригенные илы, обогащенные диатомеями, 80—100	1,65—1,70	56—60	1,65—1,80	То же
	»	Терригенные илы, 100—220	1,65—1,85	50—56	1,70—1,85	»
	»	Терригенные илы с диатомеями и кокколитами, прослой карбонатов, 220—280	1,80—1,85	41—54	1,80—1,85	»
	»	Турбидиты (песок, алеврит, глина), 280—450	1,78—1,96	42—50	>1,85	»
	»	Терригенные илы с прослоями карбонатов, 450—624	1,85—2,00	39—51	>1,85	»

ТАБЛИЦА 7

Физические свойства субаквальных осадков

Осадки	Плотность, г/см ³	Объемная плотность, г/см ³	Пори- стость, %	Скорость ультразвука, км/с	Источник
Четвертичные					
Озерные илы европейской части СССР	—	—	56—95	—	В. А. Приклонский [1952 г.]
Терригенный ил оз. Байкал, глубина воды 50—200 м	—	—	70—87	—	Л. А. Выхристюк и др. [16]
Ленточные глины Северо-Запада европейской части СССР	2,71—2,83	1,57—1,95	41—67	—	В. А. Приклонский [1952 г.]
Глинистые илы Балтийского моря, поверхностный горизонт	—	—	47—90	—	В. И. Савельев [1965 г.]
Глинисто-алевритовые илы шельфа Черного моря, глубина воды 17—54 м	2,06—2,56	1,17—1,92	45—82	1,41—1,56	Ф. А. Щербаков и др. [1978 г.]
Глинистые илы, там же, глубина воды 30—70 м	2,67—2,70	1,41—1,57	67—74	1,42—1,56	Тот же
Терригенные илы Черного моря, скв. 380 «Гломар Челленджер», 0—225 м от поверхности дна	—	1,53—1,66	50—67	1,42—1,70	Ю. П. Непрочнов [1980 г.]
Терригенные илы Каспийского моря, скв. 8 Аляты-море, 0—90 м от поверхности дна	2,72—2,84	1,40—1,56	44—65	1,65—1,90	Н. М. Страхов [64]
Пески, там же, глубина 0—90 м от поверхности дна	2,68—2,81	1,45—1,65	30—48	—	Тот же
Глинистые илы оз. Мид, США	—	—	76—86	—	Р. Meade [1966 г.]
Торф Северо-Запада европейской части СССР	1,30—1,70	1,03—1,07	90—95	—	Справочник по торфу [1954 г.]
Неогеновые					
Терригенные илы Черного моря, скв. 381 «Гломар Челленджер», глубина 150—220 м от поверхности дна	—	1,46—1,73	55—74	1,47—1,56	Ю. П. Непрочнов [1980 г.]

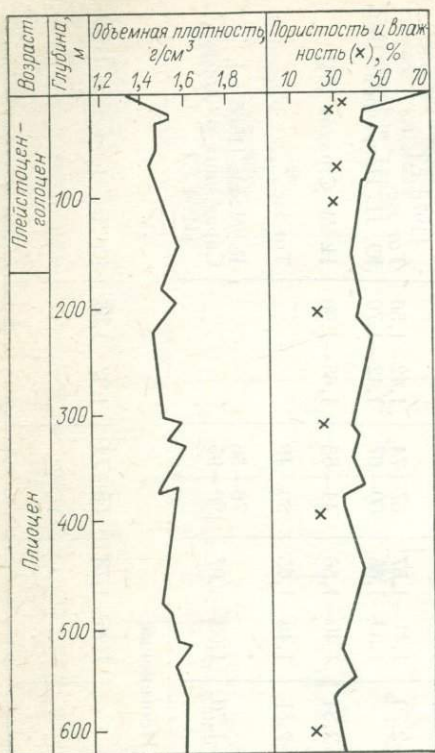


Рис. 1. Изменение объемной плотности и пористости в глинистых илах с прослоями песка и алевроита в скв. 4—8 Аляты-море, Каспийское море. По Н. М. Страхову [64].

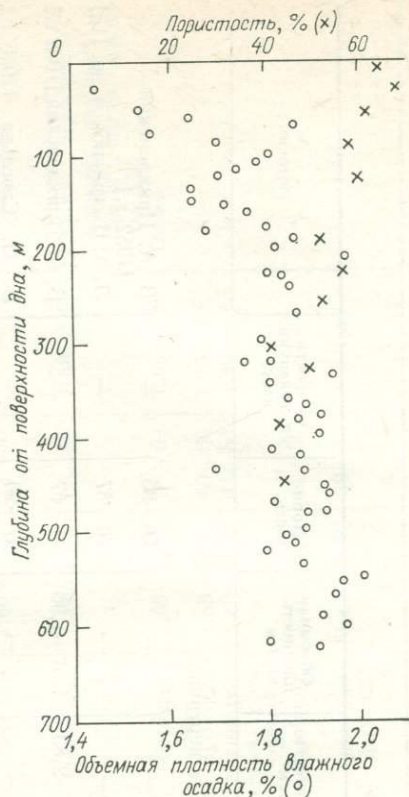


Рис. 2. Изменение объемной плотности и пористости в терригенных илах плейстоцена и неогена, скв. 379, DSDP (Черное море).

У. Крумбейна и Р. М. Гаррелса [1960 г.] (рис. 3). Диаграмма показывает соотношение условий по рН и Eh и образующихся при этом аутигенных минералов в субаквальных осадках, а также в болотах и торфяниках. Минералы бассейнов с повышенной соленостью на рис. 3 являются главным образом седиментогенными. Частные диаграммы Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста [17] дают представление о соотношении окисных и карбонатных минералов в субаквальных осадках как функции p_{CO_2} (рис. 4), содержания серы (рис. 5) и p_{CO_2} , серы и кремнезема (рис. 6).

На диаграммах обращает на себя внимание перекрывание полей устойчивости сидерита и пирита, что свидетельствует о возможности совместного их нахождения и подтверждается наблюдениями в природе (морские осадки, обогащенные ОВ, озерно-болотные отложения суши).

Карбонатные осадки. На континенте карбонатные осадки развиты слабо по сравнению с терригенными, среди них преобладают субаквальные карбонатные осадки, биогенные, биогенно-обломочные, хемогенные — это отложения главным образом мелководья внутренних морей и озер, преимущественно засушливой зоны. Субаэральные карбонатные осадки практически не встречаются, за исключением, может быть, каличе — карбонатных кор

ТАБЛИЦА 8

Аутигенные минералы субаквальных осадков

Озера северной лесной зоны				
Гидроокислы железа и марганца	Гидроокислы железа и марганца, карбонаты марганца, гидротроилит, железистые смектиты, ОВ	Карбонаты марганца, гидротроилит, пирит, опал, железистые смектиты, ОВ		
Болота и торфяники				
Карбонаты железа, сульфиды железа (мало), вивианит, каолинит, галлуазит, ОВ	Карбонаты железа и марганца, сульфиды железа (много), вивианит, каолинит, галлуазит, ОВ			
Озера засушливой зоны и тропиков				
Кальцит, магнезиальный кальцит, доломит, сода, цеолиты	Кальцит, доломит, цеолиты	Кальцит, доломит, палыгорскит, сепиолит	Ангидрит, тенардит, карналлит, астраханит, галит	
Глубоководные пресные озера и опресненные заливы				
Окислы и гидроокислы железа и марганца, опал	Гидротроилит, пирит, вивианит, ОВ	Карбонаты железа и марганца, сульфиды железа (мало), ОВ		
Внутренние моря нормальной солености и опресненные				
Гидротроилит, пирит, марказит, ОВ	Пирит, мельниковит, сидерит, ОВ	Железистые хлориты, доломит, кальцит, гипс, цеолиты	Гидроокислы железа и марганца	Кальцит, арагонит, магнезиальный кальцит, доломит, цеолиты

выветривания в тропическом климате, но переходные субаквально-субаэральные наблюдаются довольно часто. К ним относятся осадки литоральной зоны, пляжей и верхней части приливо-отливной полосы и осадки стариц рек (пресноводные мергели). Биохемогенное карбонатакопление в небольших масштабах имеет место на территории себхи и засоленных маршей и раннов.

Некоторые сведения о физических свойствах карбонатных осадков помещены в табл. 9.

Диагенетические изменения карбонатных осадков осуществляются главным образом в щелочных окислительных условиях

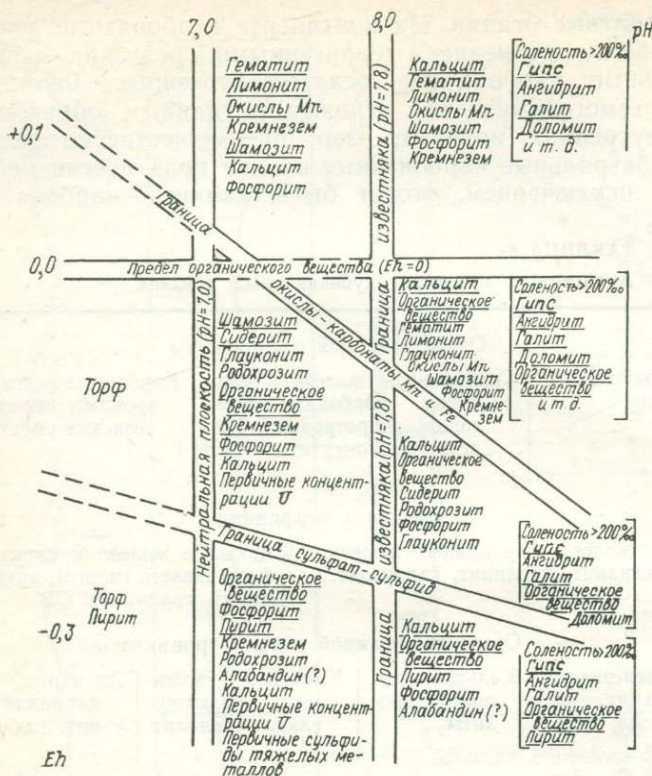


Рис. 3. Ассоциации минералов осадков в координатах pH и Eh. По У. Крумбейну и Р. М. Гаррелсу [1960 г.].

среды. Главными минералами диагенеза являются карбонаты (кальцит, магнезиальный кальцит, арагонит) и минералы кремнезема (опал, халцедон). При наличии ОВ среда может быть восстановительной и возможно образование карбонатов и сульфидов железа. В условиях seabed образуются доломит и гипс, иногда галит. На позднем этапе диагенеза наблюдается разложение высокомагнезиального кальцита, образование низкомагнезиальных кальцита и доломита, а также идет полиморфное превращение арагонита в кальцит, которое заканчивается в основном уже в раннем катагенезе.

Кремнистые осадки. На континентах кремнистые осадки встречаются сравнительно редко и не имеют существенного значения. Они представлены главным образом субаквальными осадками — диатомовыми илами крупных глубоководных озер типа оз. Байкала и встречаются в горных озерах (Севан и др.), а также в озерах высоких широт. Во внутренних морях благодаря высокому темпу терригенной седиментации образуются диатомово-терригенные илы или терригенные илы, обогащенные диатомеями.]

ТАБЛИЦА 9

Физические свойства субаквальных карбонатных осадков

Осадки	Плотность, г/см ³	Объемная плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Источник
Кокколитовые четвертичные илы Черного моря, скв. 379 «Гломар Челленджер»	—	1,45—1,82	68	1,60—1,80	Ю. П. Непрочнов [1980 г.]
Мергель четвертичный, Вайоминг, США	—	1,59	60	—	Ф. Берч и др. [6]
Известняк пресноводный, четвертичный, Латвия	2,68—2,69	1,34—1,69	34—64	—	М. Л. Озерская и др. [52]
Карбонатные арагонитовые илы Багамской банки	—	—	75—87	—	В. Энгельгардт [1964 г.]
Ракушечники северо-западного шельфа Черного моря (глубины 50—70 м)	—	1,80—1,90	—	1,90—2,00	Ф. А. Щербаков и др. [1978 г.]

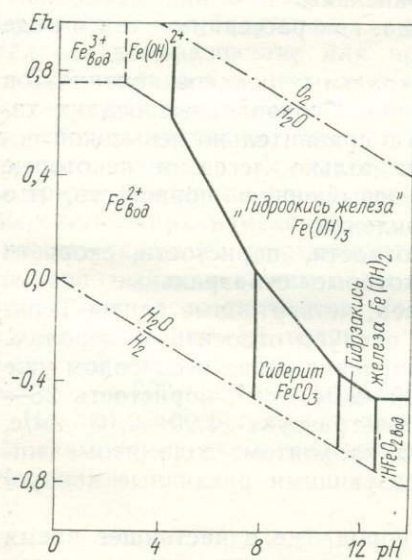


Рис. 4. Соотношение устойчивости гидроокислов и карбонатов железа при 25 °С и $p_{общ} = 0,1$ МПа. По Р. М. Гаррелсу и Ч. Л. Крайсту [17].

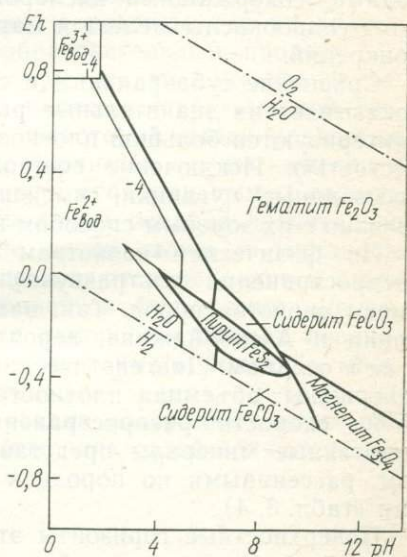


Рис. 5. Соотношение устойчивости окислов, сульфидов и карбонатов железа в воде при 25 °С и $p_{общ} = 0,1$ МПа. По [17].

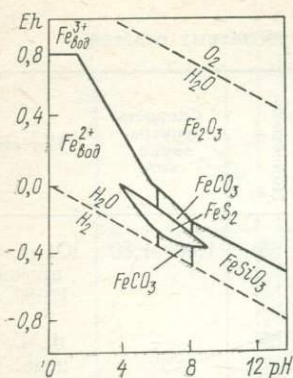


Рис. 6. Соотношение устойчивости окислов, сульфидов, карбонатов и силикатов железа при $25^\circ C$ и $p_{общ} = 0,1$ МПа. По [17].

Сведений о физических свойствах озерных диатомовых илов очень мало. Так, диатомовые илы северной части оз. Байкал имеют влажность и пористость в пределах 60—80 %, а объемную плотность 1,2—1,3 г/см³ [Выхристюк и др., 16].

Диagenетические изменения диатомовых илов происходят в восстановительных условиях благодаря значительному содержанию ОВ, в них наблюдаются примазки и даже прослойки гидротроилита, иногда встречается пирит и особенно широко распространен вивианит (Байкал и др.). Верхние горизонты осадков в несколько сантиметров мощности, соприкасающиеся с наддонными водами, содержащими кислород, окислены, и в них накапливаются гидроокислы железа и марганца, как рассеянные, так и в виде конкреций.

Сравнение субаэральных и субаквальных осадков континентов показывает их значительные различия. Субаэральные осадки характеризуются большой плотностью и сравнительно невысокой пористостью. Исключение составляют только лессы и некоторые лессовидные суглинки, имеющие повышенную пористость, что связано с их эоловым способом накопления.

По физическим свойствам (плотности, пористости, скорости распространения ультразвука) некоторые субаэральные осадки имеют свойства пород. Так, например, четвертичные глины Туркмении и Азербайджана, вероятно, следует относить к породам, а не к осадкам. Диagenетические изменения в них в основном уже завершены: объемная плотность 1,90—2,04 г/см³, пористость 28—45 %, скорость распространения ультразвука 1,90—2,16 км/с. Аутигенные минералы представлены кальцитом, доломитом, гипсом, рассеянными по породе и образующими различные конкреции (табл. 3, 4).

Поверхностные горизонты этих пород, где в настоящее время идет почвообразовательный процесс, менее плотные и находятся еще в зоне диagenеза.

Эти свойства субаэральных осадков континентов связаны с большой скоростью диagenетических изменений на поверхности земли. Благодаря чередованию влажных и сухих периодов в осад-

ках на поверхности земли происходят быстрое обезвоживание и дегидратация водных минералов, насыщение растворов и осаждение из них твердых фаз, коагуляция, старение и раскристаллизация коллоидов и в результате частичная цементация, образование конкреций и т. п.

Существенно глинистые осадки благодаря потере воды при высыхании уплотняются (усадка), карбонатные осадки цементируются. Примером этому являются карбонатные и частью терригенные пески пляжей низких и средних широт, превращенные в пляжевые породы (бич-рок) в течение десятков или сотен лет, хотя они и не являются типичными субаэральными, а субаэрально-субаквальными.

О достаточно быстром завершении диагенеза можно судить по разрезам лессовидных суглинков с горизонтами ископаемых почв на Юге Европейской части СССР — в Приазовье и в Причерноморье, где ниже почвенных горизонтов наблюдаются более плотные суглинки и глины с хорошо сформированными карбонатными конкрециями и целыми горизонтами конкреций, образовавшимися в течение позднего плейстоцена (десятки — сотни тысяч лет). И, наконец, неудачная ирригация, когда в течение десятка лет происходит засоление почв, также является примером большой скорости диагенетических процессов.

Где проводить границу между осадками и породами — вопрос сложный. Подробно об этом сказано в конце гл. I, здесь же отметим, что среди четвертичных и частично неогеновых осадков континентов бесспорно к осадкам относятся субаквальные отложения водоемов, а в субаэральных — верхние горизонты, где продолжается осадкообразование или почвообразовательный процесс.

Субаквальные существенно глинистые осадки континентов характеризуются высокой пористостью и влажностью, высокой дисперсностью частиц и, как правило, некоторой неоднородностью (примесь более грубого материала). Зернистые осадки — пески и алевриты близки по своим свойствам к субаэральным. Скорость диагенетических изменений в субаквальных осадках значительно меньше — диагенез растягивается на сотни тысяч и миллионы лет, уплотнение и отжим воды осуществляются медленно и зависят от дисперсности частиц, коэффициентов фильтрации, мощности покрывающих их толщ, а также однородностей или неоднородностей осадков. Зона диагенеза может иметь большую мощность — до 200—300 м и, возможно, больше.

Исключение составляют только осадки солеродных водоемов, где диагенетические изменения в отложениях солей являются скоротечными.

II. ОКЕАНЫ

1. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Донные осадки морей и океанов находятся в зоне диагенеза и подвергаются различным изменениям. Характер этих изменений зависит от состава осадков, состава и концентрации поровых вод, количества и качества ОВ. Диагенез проявляется в уплотнении, отжиме поровых вод и в различных процессах минералообразования: растворении одних компонентов и химическом и биохимическом осаждении других, взаимодействии минералов осадков с поровыми водами, осаждении, старении и кристаллизации коллоидов, образовании различных конкреций и т. п. Во многих диагенетических процессах принимают участие бактерии. Уже на раннем этапе диагенеза может произойти частичная или полная цементация осадков (главным образом карбонатные осадки), но осадки, залегающие под дном морей и океанов, чаще остаются рыхлыми — несцементированными в течение десятков миллионов лет, т. е. процессы диагенеза осуществляются длительное время, если не произойдет резкого изменения условий среды.

В различных областях океана диагенез осуществляется в разных условиях. Вероятно, можно выделить четыре области, где геологические и физико-химические условия неодинаковы:

- 1) литорали и мелководного шельфа;
- 2) глубоководного шельфа и материкового склона;
- 3) абиссальных глубин ложа океана;
- 4) областей высокого теплового потока и стрессовых деформаций (срединные хребты, зоны разломов, зоны субдукции).

Эти различия особенно заметны в разном содержании кислорода и CO_2 в наддонных и поровых водах, способности воды растворять или осаждать те или иные компоненты, а также в количестве и качестве поступающего в осадки ОВ.

Температура. Средний термический градиент для верхней части осадочного чехла океана составляет $6,5^\circ\text{C}$ на 100 м [M. G. Langseth, R. P. von Herzen, 1970 г.]. Непосредственное измерение температуры в буровых скважинах показало: в скв. 71 и 72 в экваториальной области Тихого океана $T=6,5^\circ\text{C}$ на глубине 250 м, вблизи Алеутской островной дуги на глубине 350 м $T=18^\circ\text{C}$, на глубине 660 м $T=30^\circ\text{C}$ [Erickson, 85], в Аравийском море в скв. 222 19-го рейса «Гломар Челленджер» на глубине 500 м $T=23,5^\circ\text{C}$, на глубине 1300 м — $51,5^\circ\text{C}$.

Таким образом, на большей части дна океана постседиментационные изменения осадков происходят в условиях низких температур. Более высокие температуры следует ожидать в областях повышенного теплового потока вблизи срединно-океанических хребтов, в зонах трансокеанских разломов и вблизи действующих вулканов.

Давление. Давление столба воды на ложе океана более 60 МПа. Оно значительно меньше на материковом склоне и прак-

тически отсутствует в зоне литорали и мелководья (периодическое осушение). Литостатическое давление в толще осадков на глубине 1000 м до 15—20 МПа.

Высокое давление воды на больших глубинах способствует растворению минералов, и наоборот, небольшое давление воды или его отсутствие — осаждению минералов из наддонных и поровых вод.

Динамическое давление имеет значение в областях срединно-океанических хребтов, в зонах разломов и глубоководных желобов (зонах субдукции).

ТАБЛИЦА 10

Состав поровых вод, г/кг [по данным DSDP]

Номер скважины, осадки, глубина, м	Соленость, %	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na	K	pH
Морская вода	35,0	19,4	2,70	0,41	1,29	10,8	0,39	8,0
184, Берингово море, 1910. Диатомовые илы, от поверхности дна:								
26	35,2	19,5	0,87	0,35	1,11	10,8	0,45	—
328	35,6	19,6	0,37	0,33	0,65	11,2	0,38	—
459, Филиппинское море, 4121. Кокколитовые илы, от поверхности дна:								
6	35,2	19,4	2,90	1,09	4,97	—	—	7,6
94	35,8	19,9	2,60	2,40	3,20	—	—	8,2
5, Атлантический океан, 5361, от поверхности дна:								
терригенные илы, 5	35,0	19,5	2,67	0,55	1,26	10,7	0,41	8,0
кокколитовые илы, 38	36,6	20,2	2,60	0,57	1,32	11,6	0,56	8,1
Скв. 453, Филиппинское море, 4631. Терригенные илы и глины, глубина от поверхности дна:								
7,5	35,2	19,2	2,68	1,11	5,24	—	—	7,65
70,0	35,8	19,5	2,65	2,22	4,13	—	—	8,36

Поровые воды. Поровые воды океанических осадков, как правило, имеют гидравлическую связь с водами океана и постепенно отжимаются под весом вышележащей толщи осадков. Состав и концентрация поровых вод (табл. 10) в общем такая же, как и вод океана, за исключением тех мест, где имеется подток пресных вод с суши или растворение солей солянокупольных структур на дне. Некоторые различия в составе поровых вод по сравнению с океанскими с нарастанием глубины проявляются в увеличении содержания кальция и кремния, уменьшении магния и калия, что, вероятно, связано с растворением карбонатов и биогенного кремнезема и адсорбцией магния и калия глинистыми минералами [F. L. Sayles, F. T. Manheim, 1975 г.]. В осадках приконтинентальной зоны и шельфа, обогащенных ОВ, отмечается умень-

шение содержания сульфатного иона за счет сульфатредукции и образования сульфидов железа.

Органическое вещество. Характер диагенетических изменений осадков во многом определяется составом и количеством ОВ в осадках. По данным Е. А. Романкевича [58] масса ОВ составляет, мг $C_{орг}/(см^2 \cdot 1000 \text{ лет})$: в современных осадках приконтинентальной полосы — 47,25, в краевой части ложа океана — 4,68 и на ложе океана — 0,61. Такое же или близкое распределение ОВ существует и в более древних осадках океана.

Присутствие ОВ в осадках обуславливает развитие бактерий. В приконтинентальной зоне океана и в окраинных морях, где много ОВ, интенсивно развиваются сульфатредуцирующие и другие бактерии. Число клеток сульфатредуцирующих бактерий в 1 г сырого ила на материковом склоне Северной Америки у берегов Мексики в Тихом океане — первые десятки, в Калифорнийском заливе — сотни, до тысячи, на шельфе Перу — от 50 до 1000 [21]. Помимо сульфатредуцирующих в осадках встречаются метановые бактерии — от сотен до десятков тысяч клеток на грамм.

Аэробные бактерии развиты главным образом в поверхностном горизонте осадков (0—10 см). По данным С. С. Беляева и др. [1976 г.] в осадках шельфа Мексики в Тихом океане присутствует 160 тыс., в осадках материкового склона — до 3 тыс., в красной глубоководной глине ложа Тихого океана — от первых десятков до 150 кл/г. Максимальное число клеток в тех же районах Тихого океана на глубине 3120 м составило 38 млн. кл/г в поверхностном слое и только 400 на глубине 20 см [С. Zo-Bell, 1946 г.].

Процессы изменения ОВ рассмотрены в работах Н. М. Страхова [63], Е. А. Романкевича [58], И. И. Волкова [15] и др. Они происходят в аэробных и анаэробных условиях, образуются газообразные продукты — CO_2 , метан (аэробное разложение клетчатки), CO_2 , метан, водород (анаэробное разложение клетчатки) и ряд жирных кислот. Лигнин превращается в гуминовые кислоты, белки дают аммиак и аминокислоты. Е. А. Романкевич отмечает как наиболее важные процессы изменения ОВ гумификацию и минерализацию и высвобождение фосфора, серы и других элементов, которые могут снова мигрировать из осадков в наддонные воды.

Условия по рН и Eh. В пелагических осадках океана рН изменяется в пределах от 6,5 до 8,2, Eh — от +500 до +600 мВ. В приконтинентальной зоне рН имеет значения от 6,5—6,9 до 8,0—9,0, Eh — от —300 до +500 мВ. На мелководье и в зоне литорали параметры рН и Eh изменяются в еще более широких пределах.

Возраст осадков. Степень постседиментационных изменений зависит от длительности процесса, т. е. от возраста осадков. Даже самые незначительные изменения, если они происходят многие миллионы лет, приводят к ощутимым результатам.

В пределах ложа океана возраст осадков и осадочных пород увеличивается от срединно-океанических хребтов (четвертичные — миоценовые) к континентам (палеоген, мел, юра), в этом же на-

правлении, как правило, увеличивается и мощность осадочного чехла.

Таким образом, наиболее измененные осадки следует ожидать вблизи континентов.

Степень и скорость диагенетических изменений, как правило, уменьшаются от литорали и мелководного шельфа к материковому склону и ложу океана в каждом типе осадков по-своему.

Если на абиссальных глубинах завершение диагенеза и появление осадочных пород происходит в отложениях мела и юры, то на материковом склоне — в палеогене и неогене, а в зоне литорали и на мелководном шельфе — в современных осадках, примером чего являются бич-рок, риф-рок и уплотненные и сцементированные отложения мелководья морей и океанов. Об этом свидетельствуют данные глубоководного бурения в океанах.

Так, например, красная глубоководная глина (скв. 164, глубина 5485 м) в экваториальной части Тихого океана мощностью 200 м, накопление которой происходило от раннего миоцена до раннего мела, характеризуется следующими физическими свойствами: пористость (влажность) 90—71 %, объемная плотность 1,15—1,63 г/см³, скорость ультразвука 1,49—1,60 км/с. Аутигенные минералы представлены монтмориллонитом, цеолитами, кристобалитом, окислами и гидроокислами железа и марганца. В осадках преобладает аморфная фаза.

Цеолитная красная глина (мощность 154 м в скв. 259, глубина 4706 м, в Индийском океане вблизи Австралии), накопление которой осуществлялось от четвертичного до мелового периода, характеризуется такими свойствами: объемная плотность 1,25—1,80 г/см³, скорость ультразвука 1,50—1,90 км/с.

В скв. 165 (глубина 5040 м) в экваториальной части Тихого океана и в скв. 262 в Тиморском море пройдены кокколитовые и фораминиферовые илы от четвертичных до палеогеновых мощностью 250—413 м. Пористость (влажность) илов 87—67 %, объемная плотность 1,14—1,80 г/см³, скорость ультразвука 1,45—2,00 км/с. Парагенезы аутигенных минералов в скв. 165 представлены кальцитом и монтмориллонитом, в скв. 262 — арагонитом, магнезиальным кальцитом в верхней части разреза и монтмориллонитом и пиритом.

Диатомовые илы четвертичного — раннемиоценового возраста с пористостью 85—75 %, объемной плотностью 1,26—1,59 г/см³ и скоростью ультразвука 1,57—1,64 км/с обнаружены в скв. 192 (глубина 3014 м) у Камчатки в Тихом океане от поверхности дна до глубины 800 м и в скв. 184 в Беринговом море до глубины 600 м. Физические свойства илов слабо меняются с глубиной, а парагенезы аутигенных минералов представлены типичными диагенетическими минералами — пиритом и монтмориллонитом. И только на глубине свыше 600 и 800 м в палеогеновых и меловых отложениях появляются осадочные породы.

Таким образом, первый слой океанической коры состоит в основном из осадков — незавершенный диагенез, и только в основа-

нии этого слоя по периферии океанов в древних меловых и юрских отложениях, а также в зонах срединных хребтов, трансокеанских разломов и субдукции — в зонах высокого теплового потока и стрессовых деформаций появляются осадочные породы в более молодых палеогеновых и неогеновых отложениях.

2. ОСАДКИ ОКЕАНОВ

Терригенные осадки. Основными компонентами терригенных осадков являются обломки минералов и горных пород, второстепенными — пирокластический материал, органические остатки, хемогенно и биогенно осажденные минералы и ОВ. Изменение обломочных полевых шпатов, слюд, глинистых минералов в нейтральных и слабощелочных условиях среды приводит к образованию гидрослюд, хлоритов, в кислой среде возникает каолинит. В щелочных условиях среды преобладают процессы монтмориллонитизации и цеолитизации. В окислительной обстановке образуются окислы и гидроокислы железа и марганца, в восстановительной — карбонаты и сульфиды железа и тяжелых металлов, при неустойчивом режиме рН и Eh возникают глауконит, фосфаты, лептохлориты. В зависимости от содержания и характера ОВ диагенез осуществляется по-разному.]

В терригенных и диатомово-терригенных осадках морей и океанов с нормальной соленостью, обогащенных ОВ, диагенез от начала и до конца происходит в щелочных и восстановительных условиях (содержание $C_{орг} = 5 \div 10\%$ и более). Благодаря интенсивной сульфатредукции образуются сероводород и сульфиды железа. Аутигенные минералы рассеяны в массе осадка и образуют микроконкреции; пирит и гидротроилит часто выполняют панцири диатомовых водорослей, раковины фораминифер. Иногда наблюдается фосфатизация панцирей диатомовых водорослей [Г. Н. Батулин, П. Л. Безруков, 1971 г.] или костного материала [Н. В. Логвиненко, Е. А. Романкевич, 1973 г.] и образование фосфоритовых конкреций и стяжений. Такой вариант диагенеза наблюдается на шельфах и в верхней части континентального склона, в областях апвеллинга, в окраинных и внутренних морях, осадках мангровых зарослей и т. п.

В восстановительном диагенезе существенно глинистых осадков приконтинентальной зоны можно наметить такие этапы.

Первый этап — обводненного жидкого осадка, обмен с наддонными водами свободный, Eh изменяется от +100 до —100 мВ, рН=7,5÷7,8. Мощность слоя первые сантиметры — десятки сантиметров. В осадке идет деструкция ОВ сульфатредуцирующими бактериями, восстановление сульфатов морских вод до сероводорода, образование CO_2 , восстановление железа и марганца, растворение карбонатов и фосфатов.

Благодаря реакции между катионами и сероводородом образуются сульфиды железа и редко марганца. Излишек сероводорода уходит в наддонные воды и временами их заражает. Из

наддонных вод диффундируют в осадок сульфатные ионы и некоторые катионы.

Второй этап — полужидкого или мягкопластичного осадка, обмен с наддонными водами затруднен, мощность слоя десятки сантиметров — первые метры. При большом количестве ОВ процесс его деструкции продолжается, E_h понижается до $-200-300$ мВ, происходит образование сульфидов железа (гидротроилит, пирит). При меньшем количестве ОВ процесс деструкции и интенсивность деятельности бактерий затухают, pH и E_h повышаются, осаждаются карбонаты железа и марганца, начинается гравитационное уплотнение осадка.

Из осадков в наддонные воды диффундируют сероводород, CO_2 , метан и некоторые биогенные элементы — продукты распада ОВ в минеральной и органической форме. Из придонных вод в осадок поступает сульфат-ион и катионы кальция и магния.

Третий этап — продолжение гравитационного уплотнения, осадки имеют пластичную консистенцию, обмен с наддонными водами постепенно прекращается, затухает бактериальная деятельность. Поровые воды в той или иной степени трансформируются из сульфатно-хлоридных в щелочно-хлоридные, повышаются E_h и pH , но среда остается восстановительной щелочной. Мощность слоя осадков первые метры — десятки метров. Благодаря значительной толще вышележащих отложений усиливается гравитационное уплотнение, идет отжим поровых вод, пористость и влажность уменьшаются.

Твердые фазы сульфидов и карбонатов рассеяны в осадке в виде отдельных гелевых сгустков (гидротроилит, сидерит), отдельных зерен, пелитоморфных агрегатов и образуют конкреции.

Обычно выделение сульфидов происходит несколько раньше, карбонатов позже, но может быть и одновременно в разных участках осадка.

Однако если CO_2 не уходит или восстанавливается метановыми бактериями до метана, образования карбонатов железа и марганца не происходит, и основными диагенетическими минералами будут сульфиды железа.

Для примера приведем некоторые данные по современным диатомово-терригенным осадкам Калифорнийского залива. Так, на станциях 668, 669, 670 (9-й рейс «Дмитрия Менделеева», 1973 г.) на глубине 140—1450 см верхний горизонт полужидкого ила оливкового цвета от 0 до 2 см имел влажность 75—70 %, $pH=7,4\div 7,5$, E_h равно от +10 до -80 мВ. На глубине 10—30 см обнаружен более плотный ил с влажностью 69—59 %, $pH=7,6\div 7,8$, $E_h=-200\div 250$ мВ (запах H_2S). На глубине 2—3 м встречен плотный ил пластичной консистенции с запахом H_2S , влажность 60—50 %, $pH=7,3\div 7,5$, $E_h=-250\div 300$ мВ. Валовое содержание железа 3—4 %, реакционноспособного Fe^{2+} 1—1,5 %, марганца четырехвалентного нет, марганца валового — сотые доли процента, $CaCO_3$ 4—11 %, $C_{орг}$ 3—8 %, железа сульфидного около 1 %, что соответствует примерно 2—3 % сульфидов

железа. Имеется также небольшое количество хемогенно-диагенетических карбонатов, возникших за счет CO_2 сульфатредукции.

В терригенных осадках, лишенных органического вещества или содержащих его в незначительном количестве (0,25—0,50 %), диагенез происходит в щелочных—окислительных условиях среды, образуются окислы и гидроокислы железа и марганца (рассеянные и в виде конкреций), при наличии пирокластического материала возникают монтмориллониты и цеолиты. Такие условия имеют место в красной глубоководной глине ложа океана, а также в преимущественно песчаных осадках литорали с активной динамикой среды. Одной из характерных особенностей красной глины является наличие железо-марганцевых конкреций. Рассмотрим условия их образования. Конкреции весьма разнообразны по форме и размеру, они всегда содержат твердое ядро из обломков пород, органических остатков и окружены концентрическими оболочками, состоящими из окислов и гидроокислов железа и марганца (псиломелан, тодорокит, бернесит, гидрогетит), в виде примеси встречаются глинистые минералы.

Конкреции лежат на поверхности глины, реже встречаются на глубине 1—7 м. Вероятно, образование конкреций начинается еще в седиментогенезе на границе раздела осадок—наддонная вода благодаря электрохимическим процессам — осаждению коллоидных частиц, несущих электрический заряд, на твердых поверхностях с зарядом противоположного знака. Во время диагенеза продолжается рост конкреций, так как существует неравномерность в распределении компонентов и значений рН и Eh осадков в вертикальном и горизонтальном профиле и идет подток вещества путем диффузии из соседних горизонтов глины. Поровые воды содержат коллоидные растворы марганца повышенной концентрации.

Диагенез глинистых осадков ложа океана (красные глубоководные глины) проходит в несколько этапов.

Первый этап — обводненного осадка, в сущности еще суспензии минеральных частиц, взвешенных в воде. При подъеме пробоотборником она в большинстве случаев теряется или остается в виде слоя жидкой консистенции. Обмен между водами суспензии и наддонными водами свободный, пористость и влажность очень высокие — 85—90 %, рН = 7,5 ÷ 7,7, Eh = +500 ÷ 600 мВ. Диагенез идет в окислительных щелочных условиях в присутствии аэробных бактерий. Благодаря коагуляции коллоидов и слипанию частицы укрупняются и осаждаются — из суспензии возникает осадок. На этом этапе образуются окислы и гидроокислы железа и марганца и железистые смектиты. Коллоидные мицеллы двуокиси марганца несут отрицательный заряд и на поверхности твердых частиц с положительным зарядом осаждаются, образуя микро- и макроконкреции. Мощность слоя суспензии может быть значительной в условиях спокойных вод, а при наличии течений незначительной, и может наблюдаться обогащение конкреционным материалом.

Второй этап начинается тогда, когда слой суспензии превращается в осадок и покрывается новым суспензионным слоем. Пористость и влажность несколько уменьшаются — до 70—80 %. Благодаря деструкции ОВ и образованию CO_2 понижается рН до 7,1—6,9. Обмен между придонными и поровыми водами менее свободный, но еще существует. По мере расходования ОВ постепенно затухает деятельность бактерий. Железо-марганцевые конкреции благодаря значительному объему теряют много в своей массе и остаются в суспензионном слое на границе его с осадком, где продолжается их рост путем подтока вещества из соседних участков по латерали и с глубины. При $\text{pH}=7,2\div 6,9$ и $E_h=500\div 600$ мВ Mn^{2+} находится в растворе и подвижен [17].

Благодаря наличию коллоидов глинозема и кремнезема в поровых водах идет синтез железистых смектитов и цеолитов (взаимное осаждение и адсорбция катионов из растворов), а также преобразование вулканического стекла в смектиты и цеолиты. Иногда образуются барит и фосфатные минералы, источником фосфора и серы являются поровые воды и минерализация ОВ. Мощность слоя осадков может быть несколько метров—первые десятки метров. В этих условиях начинаются гравитационное уплотнение и выжимание поровых вод (табл. 11).

На третьем этапе продолжается гравитационное уплотнение, пористость и влажность заметно уменьшаются — до 70—50 %. При этом происходят старение и начальная раскристаллизация коллоидов, частичное обезвоживание гидроокислов железа (гидрогетит→гетит) и дальнейшее преобразование вулканического стекла в смектиты и цеолиты.

Однако благодаря высокой дисперсности частиц красные глубоководные глины медленно отдают воду, и уплотнение растягивается на миллионы и десятки миллионов лет. Мощность слоя осадков достигает нескольких десятков метров, максимум первых сотен метров. О процессах третьего этапа диагенеза можно судить по кернам скважин DSDP (табл. 12).

В терригенных осадках морей и океанов с нормальной соленостью и малым содержанием органического вещества (1—3 %) диагенез осуществляется в щелочных—окислительных условиях в поверхностном слое и в щелочных—восстановительных условиях среды на некоторой глубине. Здесь также идут сульфатредукция, образование сероводорода и сульфидов железа, но с меньшей скоростью. Подобные условия диагенеза мы встречаем во многих местах шельфа и материкового склона океана, в окраинных и внутренних морях. Здесь часто образуются карбонатные (главным образом кальцитовые) конкреции и стяжения.

Образование карбонатных конкреций наблюдается, как правило, в терригенных осадках с повышенным содержанием органического вещества на шельфе, в заливах и лагунах.

В глубоководной области морей и океанов они встречаются очень редко. Конкрециеобразующими минералами являются кальцит, магнезиальный кальцит, доломит, сидерит и минералы

Свойства красных глубоководных илов трансокеанского профиля по И. И. Волкову и др. [15]

Номер станции, координаты	Глубина, м	Горизонт, см	Ил	Влажность, %	pH	Eh, мВ	Fe _{вал}	FeHCl реак	Mn _{вал}	Mn ⁴⁺	Mn _{цестер}	Сорг
641 18°51' с. ш. 152°20' з. д.	5030	0—5	Полужидкий	74,7	7,3	+530	7,25	1,57	0,24	0,08	0,148	0,19
		30—40	Более плотный	59,9	7,4	+530	8,02	1,54	0,29	0,09	—	0,14
		50—60	Плотный	58,9	7,3	+550	7,32	1,03	0,32	0,19	—	—
677 18°58' с. ш. 149°35' з. д.	5300	0—2	Полужидкий	77,4	7,3	+550	5,94	1,11	0,37	0,40	0,349	0,14
		20—30	Более плотный	65,4	7,3	+560	6,10	1,29	0,40	0,38	—	—
		120—130	Плотный	64,1	7,4	+590	7,09	1,14	0,56	0,46	—	—
643 18°32' с. ш. 146°59' з. д.	5350	0—2	Полужидкий с конкрециями	65,1	7,4	+580	6,35	0,94	0,59	0,47	0,449	0,20
		210—220	Плотный	58,6	7,0	+590	6,19	0,74	0,79	0,70	—	—
645 18°11' с. ш. 141°08' з. д.	5480	0—2	Полужидкий с конкрециями	68,8	7,3	+580	5,69	0,93	0,65	0,62	0,675	0,18
		10—20	Более плотный	59,9	7,3	+600	6,10	0,88	0,57	0,47	—	—
		120—130	Плотный	55,8	7,0	+610	5,29	0,52	0,98	0,86	—	—

Примечание. В илах без железо-марганцевых конкреций от поверхности до глубины 2—3 м pH = 7,3÷7,4. В илах с конкрециями pH понижается от 7,4 до 7,0—6,9 от поверхности на глубину, что обуславливает подток Mn²⁺, подвижного при низком pH к поверхности дна.

ТАБЛИЦА 12

Характеристика терригенных осадков [по данным DSDP]

Номер скважины, координаты, глубина воды, м	Возраст	Состав осадков и интервалы глубин, м	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Аутигенные минералы
487А 15°51' с. ш., 99°10' з. д., 4764	Плейстоцен	Терригенный ил оливково-серый с пеплом, 0—105	1,3—1,5	77—82	1,35—1,50	Преобладают аморфная фаза и терригенные глинистые минералы (68—93 %) окислы и гидроокислы железа и марганца, кальцит, барит Аморфная фаза и смектиты Аморфная фаза, окислы железа, марганца, родохрозит, барит, клиноптилолит — Аморфная фаза 48—73 %, филлипсит, клиноптилолит, смектит Аморфная фаза 90 %, филлипсит, клиноптилолит Аморфная фаза 52—75 %, палыгорскит, клиноптилолит, кристобалит — Опал А, терригенные глинистые минералы, пирит Опал А, опал С/Т Опал С/Т, анальцим, клиноптилолит, смектиты
		Терригенный ил, желто-серый, 105—115	1,25—1,32	80—87	1,40—1,55	
	Плиоцен Поздний миоцен	Глины, 115—124	1,38—1,42	77—80	1,42—1,55	
		Глины коричневые, 124—172	1,25—1,30	83—90	1,42—1,43	
164 13°12' с. ш., 161°30' з. д., 5485	Поздний миоцен—кампан	Базальт, 172—191	—	—	—	
		Цеолитные красные глины, 0—79	1,16—1,40	71—92	1,49—1,52	
	Кампан—турон	То же, 79—201	1,44—1,62	62—84	1,49—1,60	
	Баррем—альб	Аргиллиты, 201—270	1,70	60	1,67—1,90	
Базальт, 270—274		—	—	—		
473 20°57' с. ш., 107°03' з. д., 3249	Q — ранний плиоцен	Терригенные глины, 0—143	1,53—1,55	75—77	1,51—1,52	
	Ранний плиоцен	Аргиллиты, 143—181	1,49—1,59	50—55	1,62—1,65	
	Ранний плиоцен—миоцен	Аргиллиты, порцелланиты, 181—248	>1,77	40—55	1,98—2,01	

ТАБЛИЦА 13

Концентрации элементов при диагенезе, %

Тип диагенеза	Fe	Mn	Ca	P	S
Окислительный (III) (незавершенный):					
а) красная глубоководная глина океанов (среднее)	6,20	1,50	3,30	0,06	—
б) железомарганцевые конкреции Тихого океана (среднее)	14,00	24,20	1,90	0,19	0,18
Среднее содержание элементов в осадочных породах (глины и глинистые сланцы)	3,32	0,08	2,48	0,060	0,30
Восстановительный (I) (незавершенный):					
а) терригенные осадки шельфа Калифорнийского залива, станция 666, горизонт 140—150 см	4,14	0,04	0,16	Сл.	1,60
б) карбонатные конкреции в осадках, станция 666 (в 1 м ³ осадка 90 кг конкреций)	0,50	Сл.	18,46+4,0 Mg	0,09	0,45
Восстановительный (II) (завершенный):					
а) карбонатные конкреции почвы угля (болотные фации), С ₂ , Донбасс	34,65	0,36	0,68	0,05	0,28
б) аргиллиты (морские) таврического флиша Крыма, Т ₃	5,61	0,04	1,47+1,23 Mg	—	0,05
Среднее содержание элементов в осадочных породах (глины и глинистые сланцы)	3,32	0,08	2,48	0,06	0,30

изоморфного ряда сидерит — магнезит. В процессе разложения органического вещества при участии сульфатредуцирующих бактерий возникают сероводород и углекислый газ, которые вступают в реакцию с ионами закисного железа, кальция, магния и дают начало сульфидам железа и карбонатам. Участие углекислого газа, выделенного при анаэробном разложении органического вещества бактериями, в составе карбонатных конкреций доказано исследованием изотопного состава карбонатных минералов конкреций и ОВ [А. Ю. Лейн, Н. В. Логвиненко и др., 1975 г.].

В тех же обстановках, но в более глинистых илах, содержащих ОВ до 3—5 %, диагенез начинается в щелочных—восстановительных условиях, затем осадки подвергаются частичному перемыву (и аэрации) донными течениями и мутьевыми потоками, среда из восстановительной превращается в окислительную. На первом этапе диагенеза образуются сульфиды железа, зарождаются глауконит и фосфатные стяжения. Интенсивность сульфатре-

C	Ni	Co	Cu	Mo	V	Cr	Источник
0,20	0,02	0,03	0,07	0,006	0,04	0,006	Дж. Мери [1969 г.]
0,15	0,99	0,35	0,53	0,052	0,054	0,001	Там же
1,00	0,009	0,002	0,005	0,0002	0,01	0,01	А. П. Виноградов [1967 г.]
1,61	—	—	—	—	—	—	И. И. Волков и др. [15]
8,50+0,29C _{орг}	—	—	—	—	—	—	А. Ю. Лейн и др. [1973 г.]
9,30	Следы					—	П. В. Зарицкий [1970 г.]
2,32	0,004	0,002	—	—	0,01	0,02	Н. В. Логвиненко и др. [1968 г.]
1,00	0,009	0,002	0,005	—	0,01	0,01	А. П. Виноградов [1967 г.]

дукции не настолько велика, как при восстановительном диагенезе. Обычно ОВ сконцентрировано в панцирях диатомей, раковинах фораминифер, где и идет образование H_2S и сульфидов железа, обычно в виде мелких глобуль-фрамбоидов. Этот тип диагенеза мы называем диагенезом с очаговой сульфатредукцией. На втором этапе в окислительной обстановке созревают глауконит в фосфатные стяжения и образуются лептохлориты.

В процессе диагенеза происходит концентрация целого ряда элементов (табл. 13).

[Карбонатные осадки. Осадки литорали и подводного берегового склона. Поверхностные воды морей и океанов низких широт постоянно или периодически насыщены бикарбонатами. На мелководье волнение, прогревание вод, фотосинтез способствуют удалению углекислого газа и осаждению карбонатов. Этот процесс продолжается в диагенезе — осаждение карбонатов из поровых вод. Осадки пляжей и приливо-отливной

полосы уже на раннем этапе диагенеза подвергаются частичной или полной цементации: образуются бич-роки, риф-роки (сцементированные пляжевые пески, пляжевые и рифтовые породы и т. п.). Долгое время считали, что причиной цементации является просачивание пресных — дождевых и грунтовых вод. Предполагали, что осадки, не выходявшие на поверхность земли, оставались несцементированными, а осадки, хотя бы временно поднимавшиеся над уровнем моря, цементировались. Многие современные и плейстоценовые карбонатные осадки, обнажающиеся на поверхности земли вблизи берега моря, превратились таким способом в известняки. 1

Г. Фридман [88] выделяет вадозную и фреатическую зоны диагенеза. Вадозная зона расположена выше уровня грунтовых вод, диагенез осуществляется главным образом в субаэральных условиях. В осадках имеется много пор, заполненных воздухом, дождевые воды растворяют карбонатный материал, расширяя и образуя вторичные поры, и только на контакте зерен возникает междисковый кальцитовый цемент.

Фреатическая зона лежит ниже уровня грунтовых вод, поэтому в аридных и семиаридных условиях воды насыщены и перенасыщены карбонатами. В порах и пустотах, в раковинах осаждаются кальцит, происходит замещение арагонита и магнезиального кальцита органических остатков вторичным кальцитом, изменение структуры и уменьшение пористости. Наблюдения Г. Фридмана и других исследователей показали, что арагонитовые органические остатки теряют при этом свою структуру, а остатки из магнезиального кальцита сохраняют свою структуру. Описанный механизм образования сцементированных осадков распространяли и на бич-рок.

Многие исследователи (Т. Alexanderssen [73]; D. F. Sybley, R. Q. Murrey 1972 г.; P. Davies, D. Kinsly [82], G. M. Friedman [88]; Н. В. Логвиненко, 1976 г.) показали, что наряду с цементацией под воздействием пресных вод широко развит процесс цементации карбонатных осадков литорали и мелководья в теплых морях благодаря осаждению арагонита и магнезиального кальцита из насыщенных и перенасыщенных бикарбонатами морских вод.

Сцементированные пляжевые пески встречаются в средней и верхней части пляжа и в штормовом валу, в полосе прибоя, волнений, наиболее часто проявляющейся интенсивности. Во время прибоя — заплеска волн — вода нагревается воздухом и песком на поверхности пляжа. Проникая в толщу песка, она теряет большую часть углекислого газа, возникают условия для осаждения карбонатов:



В среде, содержащей много магния, карбонат осаждается в виде арагонита и магнезиального кальцита. Арагонит осажда-

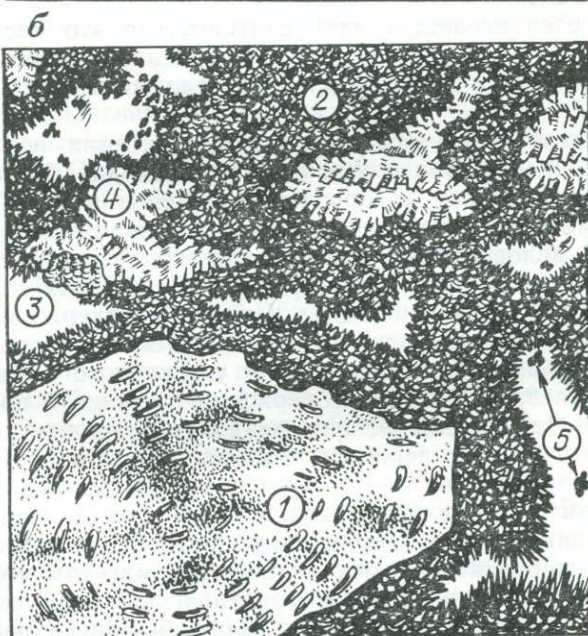
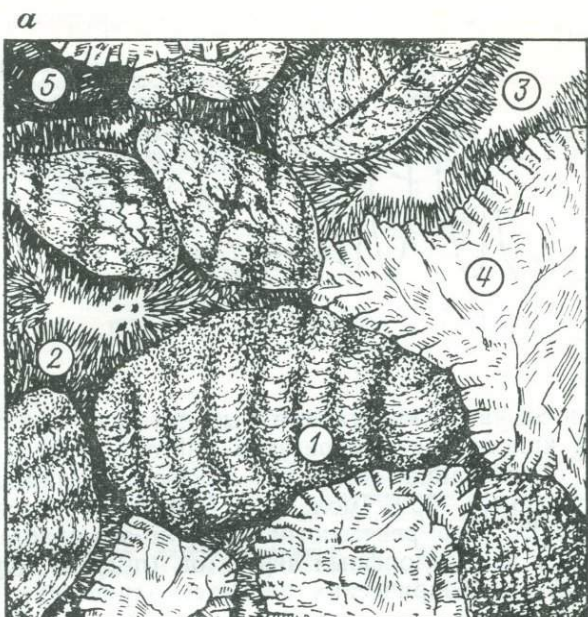


Рис. 7. Бич-роки. Зарисовки по шлифам. Увеличение 72, при одном никеле.
a — о. Оаху (Гавайские острова): 1 — обломки литотамний, 2 — цемент из иглочек арагонита, 3 — открытые поры, 4 — кораллы, 5 — обломки базальта; *b* — атолл Фунафути: 1 — халимеды, 2 — цемент из микрита магnezияльного кальцита, 3 — открытые поры, 4 — обломки кораллов и литотамний, 5 — фрамбонды пирита.

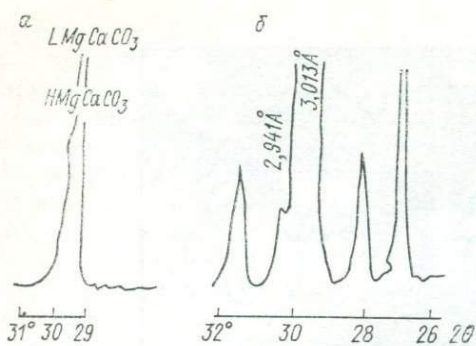


Рис. 8. Дифрактограммы карбонатов.

a — низкомагнезиальный кальцит раковин фораминифер из бич-рока о. Барбадос и высокомагнезиальный кальцит, выполняющий раковины. По Т. Александерсену [73]; *б* — низкомагнезиальный кальцит литотамний и высокомагнезиальный кальцит и протодоломит цемента бич-рока Фунафути.

ется в виде игольчатых кристаллов, вытянутых по оси *c* (needles), волокнистых кристаллов и агрегатов (fibrous, aggregate), пелитоморфного образования (micrite). Высокомагнезиальный кальцит содержит до 10—30 % молекулы $MgCO_3$ (интенсивные рефлексы 2,94—2,99 Å на рентгенограммах) и осаждается главным образом в виде пелитоморфных агрегатов (micrite) и ультрамикроскопических ромбоэдрических и скаленоэдрических кристалликов (рис. 7—9).

Большинство исследователей считают, что это чисто химический процесс, однако неоднократно обсуждалась возможность цементации благодаря деятельности синезеленых водорослей, бактерий и пр.

У. Максвелл [94] утверждал, что цементация песков пляжа о. Херон (Большой Барьерный риф) происходит благодаря деятельности синезеленых водорослей. П. Девис и Д. Кинсли [82] показали, что роль водорослей только косвенная. Днем благодаря фотосинтезу водорослей и прогреванию вод уменьшается содержание углекислого газа, растут рН до 9,5 и общая соленость до 4,1 % (в лужах воды на пляже). При этом содержание кальция в воде должно уменьшаться. Ночью прекращается фотосинтез, охлаждается вода, растет содержание углекислого газа и уменьшается рН до 8,0. При этом содержание кальция в воде должно повышаться. Однако опыты, проведенные в природной обстановке, показали, что днем содержание кальция достигает 15,0, магния 90,0, ночью содержание кальция уменьшается до 11,1, магния до 56,4 мг/(атом·л). Авторы объясняют это явление тем, что водоросли в течение дня растворяют карбонатный материал, а ночью происходит движение богатых кальцием и магнием вод в толщу песка и осаждение в виде арагонита и высокомагнезиального кальцита. Водоросли встречаются только на поверхности пляжа и отсутствуют ниже, где количество цемента в песках увеличивается.

Таким образом, цементация песков пляжа происходит в результате химического осаждения карбоната кальция из поровых вод, а водоросли создают благоприятные для этого условия. При

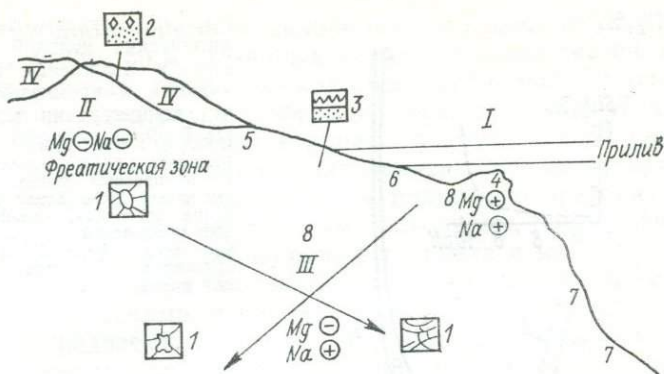


Рис. 9. Морфология кристаллов карбоната кальция фреатической и вадозной зоны диагенеза. По Р. Фолку [1974 г.].

Зоны: I — морская, богатая натрием и магнием, где образуется цемент из арагонита и высокомагнезиального кальцита (бич-рок, приливо-отливная полоса, рифы); II — метеорная, где воды бедны натрием и магнием — инфильтрация дождевых вод (кальцитовые цементы карбонатных осадков, выходящих на поверхность земли); III — смешанных вод (морских и дождевых), богатых натрием и обедненных магнием; IV — вадозная; 1 — кальцит, спирт; 2 — кальцит, микрит+ромбодри; 3 — арагонит+магнезиальный кальцит (микрит+волокна); 4 — риф; 5 — бич-рок; 6 — подводная цементация; 7 — глубоководная цементация; 8 — зона, где магний поглощается глиной и идет на образование доломита.

высоких значениях рН минералы кремнезема растворяются (рис. 10).

Д. Чилингар и другие ученые допускают и иной механизм цементации — подтягивание по капиллярам морских вод к поверхности пляжевых песков и испарение их с образованием карбонатного цемента. Однако при испарении воды должны были осадаться гипс и галит.

Период цементации песков пляжа был определен радиоуглеродным методом в бич-роке островов Средиземного моря от 100 до 1000 лет [73]. В бич-роке некоторых островов Карибского бассейна и Тихого океана [88] обнаружены зацементированные бутылки кока-колы и обломки снарядов второй мировой войны, т. е. для образования цемента потребовалось 30—40 лет.

Аналогичный механизм цементации карбонатных осадков действует на рифах и атоллах при образовании риф-рока и во всей приливо-отливной зоне. Цементированные пляжевые пески широко распространены в низких широтах, но встречаются и в средних широтах на берегах Каспийского, Азовского и Черного морей [Е. Н. Невеский, 1949 г. и др.].

Исследование изотопного состава кислорода показало, что в этом процессе образования бич-рока принимали участие и дождевые воды. К. Мур [С. Моог, 1973 г.] определил, что кислород цемента карбонатов бич-рока некоторых островов Карибского бассейна обогащен легким изотопом ($\delta^{18}\text{O} = -2 \div -4 \text{‰}$), следовательно, в процессе участвовали и морские, и дождевые воды.

Зона литорали и мелководья характеризуется активной динамикой вод и хорошей аэрацией. Вместе с тем в осадках этой зоны

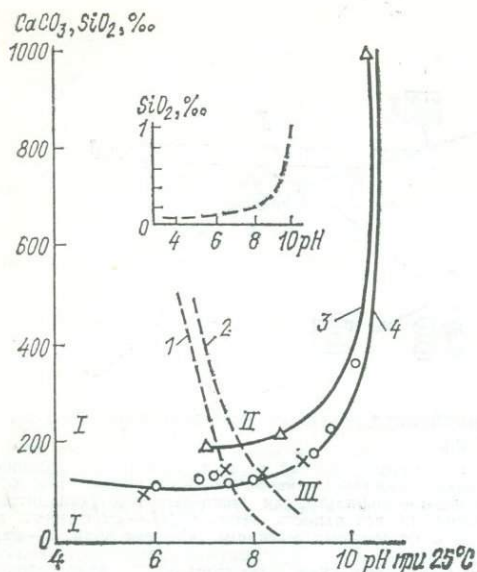


Рис. 10. Зависимость физико-химических условий растворения и осаждения карбоната кальция и кремнезема от pH и концентрации компонента. По Г. Фридману [82].

Кальцит: 1 — в морских водах; 2 — в пресных водах; 3, 4 — аморфный SiO_2 . Зоны: I — растворения арагонита, кальцита, осаждения кремнезема; II — осаждения всех фаз; III — осаждения арагонита, кальцита, растворения кремнезема.

могут быть очаговые скопления органического вещества, образуются сероводород и сульфиды железа. Так, например, в песках пляжа и бич-роке атоллов Фаннинг и Фунафуту имеется некоторое количество окисленных глобуль пирита. Пирит развивается по растительному детриту и раковинам, но, вероятно, редко сохраняется в ископаемом состоянии [Н. В. Логвиненко, 1976 г.].

Ф. Стелли, И. Говер [F. Stehk, I. Hower, 1961 г.] в карбонатных осадках теплых морей установили ряд нарастающей устойчивости карбоната кальция: высокомагнезиальный кальцит—аргонит—низкомагнезиальный кальцит. К. Чейв и другие подтвердили существование этого ряда экспериментально. Л. Ленд [L. Land, 1967 г.] показал, что арагонит переходит в кальцит в твердой фазе (перекристаллизация) или растворяется. При наличии магния в растворе в этом случае образуется протодолмит или доломит. Высокомагнезиальный кальцит растворяется конгруэнтно и инконгруэнтно, образуя кальцит и метастабильный раствор, богатый магнием, при этом также возникает протодолмит (гидротермальные условия). Автор обнаружил в бич-роке атолла Фаннинг и о. Оаху следы доломита [Н. В. Логвиненко, 1976 г.]. К. Куллис описал в керне буровых скважин атолла Фунафуту доломитизированные известняки [C. Cullis, 1904 г.]. Приведенные факты свидетельствуют о том, что еще в раннем диагенезе арагонит переходит в кальцит, а высокомагнезиальный кальцит — в низкомагнезиальный с образованием некоторого количества доломита. При дальнейшем погружении и перекрывании осадков новыми порциями отложений этот процесс прогрессивно развивается и наряду с перекристаллизацией идет доломитизация — образуются доломитизированные известняки.

На подводном береговом склоне и в мелководной части шельфа (глубины до 30—50 м) в теплых морях в раннем диагенезе в карбонатных осадках также осаждаются карбонаты, но осадки цементируются значительно реже. Здесь осаждаются арагонит и высокомагнезиальный кальцит в порах, пустотах, в раковинах, причем закрытые поры особенно благоприятны для роста кристаллов [73]. Под электронным микроскопом видно, что арагонитовые камки и пучки сложены игольчатым арагонитом, ромбоэдрическими кристаллами высокомагнезиального кальцита и микритом. Осадки находятся в условиях активной динамики среды, представлены известковыми песками, и какая-либо цементация отсутствует (Карибское и Средиземное море). Автор приходит к выводу, что арагонит и высокомагнезиальный кальцит осаждаются из насыщенных и перенасыщенных морских вод и поровых вод осадков. В холодном Северном море те же минералы осаждаются из недосыщенных растворов биохимическим путем, благодаря жизнедеятельности кораллиновых водорослей.

Цементация карбонатных осадков ниже уровня моря известна в Каспийском море, Персидском заливе, у Бермудских и Антильских островов и во многих других местах.

Осадки шельфа, материкового склона и возвышенностей ложа океана. Диагенетические изменения осадков, залегающих на глубине сотен и нескольких сотен метров, во многом определяются количеством и качеством содержащегося в них ОВ. В котловинах глубоководного шельфа развиты фораминиферовые алевриты и илы, на возвышенностях — пески. Они, как правило, имеют значительную примесь терригенного материала, иногда пирокластики, раковины моллюсков, кости и чешуи рыб и других позвоночных, зерна глауконита и часто содержат много ОВ. Осадки такого типа встречаются на многих шельфах, и в частности на шельфе и материковом склоне Южной Америки в Тихом океане [Н. В. Логвиненко, Е. А. Романкевич, 1973 г.]. Это фораминиферовые пески, алевриты, алевропелитовые илы, состоящие из раковин бентосных фораминифер, панцирей диатомей, костей рыб и примеси терригенного материала. Благодаря высокому содержанию ОВ наблюдается редукция сульфатов, образование сероводорода и сульфидов железа. Пирит представлен мельчайшими глобулями-фрамбоидами, выполняющими камеры фораминифер, панцири диатомей. Встречаются также зерна и мелкие стяжения фосфатных минералов (табл. 14).

Низкие значения рН, вероятно, не благоприятствуют осадению карбонатов, а биохимические карбонаты не имеют существенного значения, в результате осадок остался нецементированным.

В других условиях, когда карбонатные биогенные осадки содержат мало органического вещества, наблюдается осаднение из поровых вод арагонита и высокомагнезиального кальцита. Г. Фридман [88] описывает цементацию карбонатного осадка на одной из гор Срединно-Атлантического хребта и на глубине 300 м. Осадки,

состоящие из планктонных и бентосных фораминифер и гастропод, сцементированы высокомагнезиальным кальцитом, который не только образует цемент, но и замещает арагонитовые части раковин. Цемент образовался 9—12 тыс. лет назад, после чего не было новых порций осадков. И. Миллиман [I. Milliman, 1966 г.] обнаружил карбонатные корки, сцементированные микритом и

ТАБЛИЦА 14

Характеристика донных осадков Тихого океана у берегов Перу

Номер станции, координаты	Глубина, м	Тип осадков	Eh, мВ	pH	% на сухой осадок		
					CaCO ₃	SiO ₂	C _{орг}
288 8°24' ю. ш., 80°05' з. д.	330	Песок мелко-средне-зернистый фораминиферовый с костями рыб, черно-зеленый	-140	7,8	77,76	2,37	3,51
289 8°23' ю. ш., 80°11' з. д.	590	Алевропелитовый ил, фораминиферовый с костями рыб, черно-зеленый	-22	7,5	40,91	1,23	6,80

друзовым кальцитом, на вершинах некоторых гайотов Атлантического океана (глубина несколько сотен метров).

Р. Сартори [R. Sartori, 1974 г.] описал магнезиальный кальцит в осадках Тирренского моря на глубинах от 750 до 3500 м. Автор отмечает, что с глубиной содержание его значительно уменьшается — от 25 до 5 % от суммы карбонатов, однако цементации осадков не наблюдается.

Таким образом, в карбонатных осадках глубоководного шельфа и материкового склона и на возвышенностях ложа океана процессы диагенеза развиваются по трем направлениям: 1) преобразование при высокой сульфатредукции, обилии органического вещества, но без цементации и, вероятно, с частичным растворением карбонатов, 2) осаждение арагонита и высокомагнезиального кальцита с цементацией осадка и 3) без цементации.

Глубоководные фораминиферовые и кокколито-вые илы ложа океана. Изучение материалов глубоководного бурения показало, что в глубоководных карбонатных илах диагенетические изменения проявляются в частичном растворении панцирей кокколитов (коррозия и потеря четкости пластинок и т. п.) и осаждении и росте на их поверхности вторичных кристаллов кальцита, осадки обычно не цементируются [83]. В фораминиферовых илах наблюдается тот же процесс и образование железомарганцевых конкреций, кремнистых конкреций, монтмориллонита и цеолитов (при наличии пирокластического материала). В глубоководных карбонатных илах довольно часто встре-

чаются единичные кристаллы доломита. Образование их возможно путем осаждения из поровых вод или распада высокомагнезиального кальцита. Более высокие концентрации доломита встречаются редко (они обнаружены в некоторых скважинах глубоководного бурения). По мнению Т. Девиса и П. Сапко [83], они возникли благодаря подтоку эндогенного вещества или высокоминерализованных растворов, образовавшихся около берега в лагунах и затем перемещенных в глубоководную область океана. Доломит в ассоциации с палыгорскимитом обнаружен в палеоценовых осадках скв. 140 14-го рейса «Гломара Челленджера» у берегов Африки; в восстановленных осадках плейстоцена в скв. 147, 138 имеются слои мощностью до 30 см из ромбоэдрических кристалликов доломита, пирита и сапропелевого органического вещества. Многие ромбоэдры доломита содержат более мелкие ромбоэдры, генезис их проблематичен, возможна связь с эндогенными источниками [W. H. Berger, 1968 г.].

В большинстве случаев фораминиферовые и кокколитовые илы являются неконсолированными осадками, уплотнение умеренное, цементация отсутствует, однако встречаются и сцементированные илы. Один из наиболее интересных примеров такой цементации описывают Т. Девис и П. Сапко на поднятии Магеллана в Тихом океане. В скв. 167 пройдена толща осадков мощностью 1175 м. Верхние 300 м (по возрасту от современных до миоценовых) представлены неплотно упакованными кокколитами, разрушенные кокколиты образуют призматические пластинки, которые в поляризационном микроскопе выглядят как микрит. От 300 до 600 м ниже поверхности дна развиты олигоценые и эоценовые отложения, представленные чистым мелом. Мел на 35 % состоит из вторичных субгедральных кристаллов кальцита размером 0,3—0,6 мкм, наблюдаются локальные следы растворения. От 800 до 830 м развиты осадки эоцена и позднего мела, представленные мелом, кремневым известняком и кремнем. Остатки кокколитов сильно протравлены или окружены гранулярным кальцитом, фораминиферы перекристаллизованы и превращены в микрит. Ниже глубины 850 м залегают хорошо литифицированные известняки и кремни. Для примера приведем характеристику карбонатных осадков по скважинам DSDP (табл. 15).

Литифицированные карбонатные осадки были встречены также в западной части Тихого океана в скв. 53 6-го рейса «Гломара Челленджера» и в Атлантическом океане в скв. 21 4-го рейса «Гломара Челленджера» [У. Максвелл, 1970 г.; Р. Гаррисон, 1971 г.].

Основными причинами, приводящими к цементации и консолидации осадков, Т. Девис и П. Сапко [83] считают давление вышележащих слоев осадков (выжимание поровых вод и увеличение числа контактов между зернами), фактор времени и локальное воздействие эндогенного тепла.

Обзор показывает, что диагенетические изменения карбонатных осадков приводят к их уплотнению (пористость осадков уже

Характеристика карбонатных осадков [по данным DSDP]

Номер скважины, координаты, глубина, м	Возраст	Состав осадков и интервалы глубин, м	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Аутигенные минералы
167 7°04' с. ш., 176°49' з. д., 3176	Четвертичный — поздний миоцен	Фораминиферо-кокколитовые илы, 0—232	1,30—1,65	66—92	1,50—1,60	Кальцит, клиноптилолит (?), смектиты, барит
	Поздний олигоцен	Мел, 232—379	1,58—1,77	55—65	1,57—1,65	То же
	Поздний олигоцен — средний эоцен	Мел, 379—601	1,50—1,75	51—71	1,65—1,95	»
	Средний эоцен—кампан Кампан—берриас	Мел, известняки с кремнями, 601—823 Известняки, кремни, туфовые известняки, 823—1175	1,55—1,95	42—59	1,74—2,83	Кальцит, смектиты, клиноптилолит, пирит, барит, халцедон, кварц, палыгорскит
165 8°10' с. ш., 164°51' з. д., 5040	Четвертичный—поздний миоцен	Кокколитовые илы, турбидиты, 0—5	1,14—1,44	70—84	1,46—1,47	Кальцит, доломит барит, филлипсит, клиноптилолит (?), смектиты (?)
	Ранний олигоцен	Кокколитовые и радиоляриевые илы, турбидиты, 5—70	1,29—1,47	67—80	1,46—1,51	»
	То же Эоцен	То же, 70—135 Кокколитовые и радиоляриевые илы, 135—250	1,35—1,57	54—67	1,49—1,51	То же
	Маастрихт—кампан	Известняки с примесями, 250—480 Базальт, 480	1,30—1,49	63—72	1,48—1,54	Клиноптилолит, филлипсит, анальцим, палыгорскит (?), смектиты (?), халцедон —

на глубине 3—5 м составляет $\frac{2}{3}$ от пористости в поверхностном слое), иногда к цементации. Цементации подвержены чаще мелководные осадки и значительно реже глубоководные.

Г. Фридман, описывая различные причины цементации карбонатных осадков, в заключение пишет следующее: «Не поймите меня неправильно, примеры различного рода цемента в современных донных осадках не являются доказательством того, что литификация карбонатов широко распространена на современном морском дне» [88, с. 335].

На раннем этапе диагенеза господствующими минералами являются арагонит и высокомагнезиальный кальцит в морских условиях, кальцит в субаэральных, окислы и гидроокислы железа и марганца, опал, халцедон, кристобалит, филлипсит, сульфиды железа (гидротроилит, пирит), фосфатные минералы, глауконит. На среднем и позднем этапах диагенеза, возможно в раннем катагенезе (поскольку границу между ними провести довольно трудно), высокомагнезиальный кальцит и арагонит замещаются кальцитом и доломитом, опал, халцедон и кристобалит — кварцем.

Процессы минералообразования сопровождаются, как правило, уменьшением пористости, изменением структуры. Превращение осадков в сцементированные осадочные породы происходит только в относительно редких случаях, когда резко меняются условия среды, большая же часть осадков остается рыхлыми нелитифицированными, о чем мы можем судить по их физическим свойствам, характеру поровых вод, физико-химическим и химическим процессам, происходящим в осадках и т. п. Таким образом, можно утверждать, что диагенетические изменения продолжаются и в настоящее время.

В тех случаях, когда осадки превращаются в сцементированные осадочные породы, образуются мел, известняки, кремнеземные известняки, известняки с кремневыми конкрециями, редко содержащие заметные примеси доломита (глубоководные осадки), известняки и доломитизированные известняки, чистые или с различным количеством терригенных примесей (мелководные осадки).

[**Кремнистые осадки.** Диатомовые и радиоляриевые илы ложа океана, современные и плейстоцен-плиоценовые, остаются обычно рыхлыми — несцементированными. Сцементированные кремнистые осадки появляются в миоценовых отложениях (диатомиты). Диатомовые и радиоляриевые илы характеризуются высокой пористостью и влажностью, незначительной плотностью и на протяжении сотен метров разрезов почти не изменяются или слабо изменяются. Обычно в осадках преобладает аморфная фаза, опал А, довольно много пирита (иногда до 20—25%), из глинистых минералов часто присутствует монтмориллонит, а также цеолиты — филлипсит и клиноптилолит] (табл. 16).

В низах толщи кремнистых илов в конце диагенеза образуются кремневые конкреции и прослои. Они возникают благодаря перераспределению и стягиванию вокруг некоторых центров коллоидов SiO_2 , последующего их старения и раскристаллизации.

ТАБЛИЦА 16

Характеристика кремнистых осадков [по данным DSDP]

Номер скважины, координаты, глубина, м	Возраст	Состав осадков и интервалы глубин, м	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Аутигенные минералы
65 5°01' с. ш., 178°00' в. д., 6142	Четвертичный — поздний олигоцен Средний олигоцен	Радиоляриевый ил, 0—123	1,15—1,22	78—92	1,45—1,50	Аморфная фаза, смектиты (?), филлипсит, опал А, кристобалит (?)
		Радиоляриевый карбонатный ил с кремнями, 123—185	1,20—1,35	70—83	1,49—1,52	
192 53°00' с. ш., 169°42' в. д., 3014	Плейстоцен Плиоцен Поздний миоцен Средний миоцен	Диатомовый ил, 0—80	1,42—1,60	70—82	1,58—1,60	Аморфная фаза, опал А, кальцит, клиноптилолит, пирит, глинистые минералы терригенные
		То же, 80—300	1,40—1,43	80—82	1,57—1,58	
		» 300—535	1,38—1,42	80—85	1,58—1,60	
		Диатомовый ил с глиной, 535—800	1,40—1,50	80—85	1,59—1,61	
	Ранний миоцен—олигоцен Эоцен—маастрихт	Аргиллиты, 800—940	1,80—2,10	—	1,65—2,00	Железистые смектиты, клиноптилолит, кристобалит, пирит
		Мел, аргиллит известковый, 940—1050	2,20—2,40	—	2,0—3,0	
70 6°20' с. ш., 140°21' з. д., 5059	Четвертичный—плиоцен Плиоцен Поздний олигоцен Олигоцен Олигоцен (?)	Радиоляриевый ил, 0—7	1,20—1,25	90—92	1,50—1,52	Аморфной фазы до 90 % Аморфной фазы 50—90 %, опал А, пирит Аморфной фазы до 50 % Аморфной фазы менее 30 %, кальцит Халцедон, кварц
		Радиоляриевый ил с кокколитами, 7—90	1,20—1,50	80—90	1,50—1,52	
		Радиоляриево-кокколитовый ил, 90—219	1,52—1,55	60—70	1,55—1,59	
		Кокколитовый ил, 219—311	1,52—1,55	55—60	1,54—1,61	
434В 39°44' с. ш., 144°06' в. д., 5986	Плейстоцен—плиоцен Низы плиоцена—поздний миоцен—ранний плиоцен Ранний плиоцен Поздний миоцен	Известняк, кремни, 320—387	—	50	2,00	Аморфная фаза, опал А, пирит, смешаннослойная фаза Халцедон, пирит То же »
		Диатомовые глины, 0—100	1,30—1,60	55—67	1,47—1,52	
		Диатомовые аргиллиты, 100—350	1,40—1,90	40—60	1,58—2,40	
		Диатомовые аргиллиты, туффиты, 350—450	1,75—2,00	35—60	1,75—2,30	
		Туффиты, 450—637	1,65—1,95	40—50	1,9—2,20 (до 4,00)	

Образование кремнистых конкреций в карбонатных породах рассмотрено Г. Хитсом и Р. Мобели [G. Heath, R. Moberly, 1971 г.]. Источником кремнезема являются скелеты кремнистых организмов (диатомей, радиолярий, спикул губок), которые в процессе диагенеза растворяются и обогащают поровые воды SiO_2 . Из пересыщенных растворов осаждается халцедон, заполняя пустые камеры фораминифер — I стадии. На II стадии происходит замещение основной массы карбонатного осадка тонкокристаллическим кристобалитом. На III стадии халцедон замещает стенки раковин и на IV — заключительной стадии происходит заполнение всех пор и пустот кремнеземом и превращение кристобалита в кварц. Непосредственное осаждение из растворов халцедона — кварца в глубоководных осадках океана без переходной фазы опала С/Т допускает М. Кастнер [91].

Прослой и слои кремнистых пород и кремневых конкреций образуются и в красной глубоководной глине. Для этого глина должна содержать значительное количество остатков кремнистых организмов, что в общем не представляет редкости.

Таким образом, кремневые конкреции и прослой кремнистых пород могут возникать во всех типах океанских осадков — терригенных, карбонатных и кремнистых, и хотя механизм их образования различный, все же имеются общие черты минералообразования: аморфный кремнезем органических остатков → опал С/Т → халцедон → кварц; аморфный кремнезем органических остатков — опал А → растворение и последующее осаждение → халцедона → кварца.

Массовое развитие кремневых конкреций наблюдается в эоценовых и меловых отложениях океана [83].

Кроме описанных кремнистых образований в глубоководных океанских осадках встречаются своеобразные кремнисто-фосфатные породы. В районе Императорских гор в Тихом океане с глубины 3,3—3,9 км была поднята плита размером $170 \times 145 \times 64$ см, массой более 1 т кремнисто-фосфатной породы, покрытой железо-марганцевой коркой, предположительно палеоген-неогенового возраста [Г. Н. Батурин, П. Л. Безруков, 1971 г.]. Подобные породы были подняты в 9-м рейсе «Дмитрия Менделеева» в 1973 г. вблизи гор Маркус-Неккер на глубине 5000 м (станция 611). Обломки пород размером от миллиметров до нескольких сантиметров лежали на поверхности красной глубоководной глины. Порода состоит из радиально-лучистых образований халцедона и вторичного кварца и в порах содержит фосфатный минерал типа курскита, а также перекристаллизованные остатки диатомей и радиолярий. Весьма вероятно, что в этом случае мы имеем дело с изменением диатомового ила. Присутствие фосфатных минералов в диатомовых илах не является чем-то исключительным.

3. ГРАНИЦА МЕЖДУ ДИАГЕНЕЗОМ И КАТАГЕНЕЗОМ

Вопрос о границе между диагенезом и катагенезом сложный. Действительно, где следует проводить эту границу и по каким признакам? По изменению физических свойств? Или по парагенезам аутигенных минералов? По физическим свойствам граница будет одна, а по парагенезам аутигенных минералов другая! И они не будут совпадать. К тому же по физическим свойствам граница между диагенезом и катагенезом будет располагаться на разных уровнях в разных типах осадков. Начальные и конечные параметры пористости, влажности и других свойств в глинистых илах одни, в песчано-алевритовых другие, в карбонатных — свои, отличающиеся от первых и вторых. Если проводить границу по появлению консолидированных осадков (или сцементированных), казалось бы, прекрасный показатель, то известно, что неконсолидированные — несцементированные осадки встречаются в отложениях древних вплоть до раннего палеозоя. А предполагать, что они не прошли стадию диагенеза, нет оснований.

Все это находит объективное отражение в том, что в Западной Европе и Америке все изменения осадков и осадочных пород после отложения и до метаморфизма называют диагенезом, и только в последнее десятилетие некоторые исследователи стали подразделять диагенез на ряд стадий (см. табл. 1).

Поэтому, как бы мы ни проводили границу между диагенезом и катагенезом, между осадками и породами — эта граница будет нести некоторые черты условности.

В настоящее время границу между диагенезом и катагенезом определяют по комплексу признаков: по физическим свойствам, парагенезам аутигенных минералов и степени консолидации.

Огромный фактический материал по плотности, пористости и скорости продольных упругих волн (ультразвука) принесло глубоководное бурение в океанах. Определение скорости распространения ультразвука в кернах буровых скважин показало следующее, км/с: глинистые илы — 1,50—1,57, цеолитные красные глины — 1,53—1,57, радиоляриевые илы — 1,47—1,58, диатомовые илы — 1,48—1,57, карбонатные илы — 1,47—1,58, вулканический пепел — 1,50—2,20, кремни — 2,70—2,80, известняки — 3,20—3,40. Соответствующие сведения имеются по плотности, пористости и другим физическим свойствам.

На основании этих данных границу между осадками и осадочными породами в океанах можно проводить следующим образом:

	Скорость ультразвука, км/с	Объемная плотность, г/см ³	Пористость, %
Терригенные	2,0—2,1	1,8—2,0	50—55
Карбонатные	2,0—2,2	1,9—2,0	45—50
Кремнистые	1,9—2,0	1,8—1,9	55—60

ТАБЛИЦА 17

Сопоставление признаков осадков и пород

Параметр	Осадки	Породы
Место нахождения	Поверхность континента, дно океана	Осадочная оболочка Земли — стратисфера: на континенте и под дном океана
Состояние	Рыхлое Жидкое и полужидкое Связное—пластичное	Рыхлое Связанное — пластичное Полутвердое и твердое
Среда	Обычно водная или периодически водная	Вне водной среды (поровые воды)
Цементация	Обычно нет	Обычно есть, реже нет
Продолжается ли осадконакопление	Обычно да	Обычно нет
Плотность объемная влажных образцов, г/см ³	Терригенные <1,8—2,0 Карбонатные <2,0—2,2 Кремнистые <1,8—1,9	>1,8—2,0 >2,0—2,2 >1,8—1,9
Пористость, %	Терригенные >50—55 Карбонатные >45—50 Кремнистые >55—60	<50—55 % <40—50 % <55—60 %
Скорость ультразвука, км/с	Терригенные <2,0—2,1 Карбонатные <2,0—2,2 Кремнистые <1,9—2,0	>2,0—2,1 >2,0—2,2 >1,9—2,0
Аутигенные минералы	Преобладает аморфная фаза, сульфиды железа, карбонаты, опал А, опал С/Т (мало), филлипсит, шабазит, клиноптилолит (мало), глауконит	Опал С/Т, кристобалит, тридимит, халцедон, кварцин, кварц, филлипсит (мало), клиноптилолит, карбонаты
ОВ	Торфяное, сапропелевое	Буроугольное и выше и сапропелитовое
Отражательная способность витринита, %	<0,26	>0,26
Показатели преломления витринита	<1,700	>1,700

ТАБЛИЦА 18

Физические свойства осадков Бакинского архипелага и глубоководной

Стадия	Глубина, м	Состояние	Деформация	Ориентировка глинистых частиц
I. Диагенез	10—50	Текущее	Деформируется под собственным весом	Либо слабо ориентированы, либо расположены хаотично
II. Диагенез*	Завершается на 50—200	Переход в пластичное, образуются микроблоки, естественная влажность становится на 10—15 % выше влажности на пределе пластичности	Нарушение образцов пластичное	Сохраняется хаотичной
III. Переход от диагенеза к катагенезу	250—300	Нижняя граница — переход в полутвердое состояние	Деформируются микроблоки	Микроблоки ориентируются в плоскости напластования
IV. Катагенез	600—700	Твердое		Интенсивная ориентация частиц в плоскости напластования
V. Катагенез	1000—1255	Твердое, замедляются уплотнение и дегидратация		

* Критические параметры: $T = 10 \div 20$ °С, $p = 2 \div 3$ МПа.

Примерно такие же граничные параметры для отделения осадков от осадочных пород приняты Б. А. Соколовым и А. И. Конюховым [1978 г.] и несколько более высокие Л. Э. Левиным [1983 г.].

О диагнетической стадии (об осадках) можно судить по наличию таких аутигенных минералов: окислы и гидроокислы железа и марганца, главным образом аморфные, опал А, гидротроилит, пирит, мельниквит, марказит, кальцит, магнизальный кальцит, доломит, сидерит, коллофанит, курскит, подолит, дал-

части Черного моря

Содержание крупных пор	Содержание мелких пор (8 мкм), %	Контакты	Прочность контакта, Н	Прочность на сдвиг, МПа
Уменьшается	Увеличивается с 50 до 80—90	Дальние коагуляционные	10^{-10}	Постепенно увеличивается от 0,001 до 0,05
	Остается высоким (80—90)	Ближние коагуляционные	10^{-9}	Постепенно увеличивается до 0,1
Увеличивается за счет деформации микроблоков	Уменьшается до 50	Точечные, появляются жесткие структуры, порода перестает испытывать гидростатическое взвешивание		0,5
Уменьшается в результате ориентации глинистых частиц	Возрастает до 80—90	Наряду с точечными формируются фазовые (10^{-7} Н — неполное размокание)		Резко увеличивается до 1—2. Анизотропия за счет ориентации глинистых частиц
		Преобладают фазовые контакты (породы устойчивы к размоканию), обусловленные цементационными связями		

лит, гипс, барит, железистые смектиты, гидрослюды 1M—1Md, глауконит, филлипсит, шабазит, смешаннослойные фазы, а также по преобладанию аморфной фазы.

Присутствие халцедона, кварцина, кварца, кристобалита, тридимита свидетельствует о завершении диагенеза и начале катагенетической стадии.

Такие минералы, как клиноптилолит, опал С/Т, кристобалит, встречаются как в осадках, так и в породах. Пальгорскит

и сепиолит, как правило, минералы диагенеза, но они могут быть обломочными и гидротермальными. Полигенетическими являются и железистые смектиты. Сопоставление признаков осадков и пород показано в табл. 17.

Отсутствие четкости в границе между осадками и породами может быть объяснено тем, что в осадочных толщах часто наблюдается переслаивание отложений различного типа: появление в глинистых осадках слоев, обогащенных ОВ, вызывающих понижение плотности и увеличение пористости, и песчано-алевритовых — понижающих пористость и т. п., а также переслаивание различных литологических типов отложений с неодинаковой скоростью диагенетических изменений.

Важным показателем перехода из осадков в осадочные породы является также степень консолидации — превращение диатомового ила в диатомиты, радиолярного ила в радиоляриты, глинистых илов в глины и аргиллиты, карбонатных илов в мел и известняк и т. п. Однако не всегда это свидетельствует о завершении диагенеза. Так, например, диатомиты по физическим свойствам и парагенезам аутигенных минералов могут еще принадлежать к зоне диагенеза, то же самое можно сказать о неплотном меле.

Для глинистых или существенно глинистых осадков внутренних морей континентов А. С. Поляков и др. [54] попытались наметить границу между диагенезом и катагенезом на основании изменения физических свойств и ультрамикроструктуры (электронная микроскопия) (табл. 18).

Границу между стадиями седиментогенеза и диагенеза провести еще более сложно.

Действительно, происходит осадконакопление терригенного материала, образуется небольшой слой осадка или суспензионный слой при высокой дисперсности частиц, и одновременно с накоплением осадка начинается в нем процесс изменения — самый ранний этап диагенеза — гальмиролитический: окисление и гидратация — образование окислов и гидроокислов железа и марганца в кислородной среде или восстановление при обилии органического вещества и сульфатредуцирующих бактерий — образование сульфидов железа и тяжелых металлов и ряд других процессов.

Только условно такую границу можно провести по появлению осадка или суспензионного слоя, однако в то же время продолжается осадконакопление и наращивание сверху толщи осадка или суспензионного слоя, которые последовательно порция за порцией начинают изменяться в процессе диагенеза. Это в равной мере относится как к терригенным, так и к кремнистым и карбонатным осадкам. Конечно, можно оспаривать отнесение суспензионного слоя к осадкам, так как в случае мутьевых потоков из суспензии образуется осадок. Однако этот пример, по нашему мнению, является исключением, а, как правило, в спокойно-водных условиях при осаждении тонкодисперсных частиц суспензионный слой

можно считать своеобразным осадком, в котором уже начинаются диагенетические процессы (гальмиролиз).

Среди карбонатных отложений своеобразными являются коралловые рифы, которые нельзя назвать осадком, как другие карбонатные отложения (ракушечники, фораминиферовые, кокколитовые илы и др.). Коралловые рифы растут вверх, и границей их роста является средний уровень воды, при отливе вершины их обнажаются, при приливе покрываются водой.

Но и в растущем рифе ниже поверхности воды происходят уже диагенетические изменения — цементация рифовых построек карбонатами (арагонитом и магнезиальным кальцитом) несколько ниже зоны растущих кораллов [88].

4. МОЩНОСТЬ ЗОНЫ ДИАГЕНЕЗА И ВЫДЕЛЕНИЕ ЭТАПОВ ДИАГЕНЕЗА

Мощность зоны диагенеза определялась по-разному. М. С. Швецов [1958 г.] считал, что нижняя граница зоны диагенеза находится на глубине 30—50 м от дна бассейна. Л. Б. Рухин [1961 г.] повысил эту границу до 15—20 м, а Н. М. Страхов [1953 г.] опустил до глубины 200—300 м.

Продолжительность стадии диагенеза определялась в тысячи—миллионы лет.

Результаты глубоководного бурения в океанах показали, что мощность зоны диагенеза может достигать 500—1000 м, а продолжительность стадии десятки миллионов до сотни миллионов лет [Н. В. Логвиненко, 1974 г.]. Если понимать диагенез, как это принято в Западной Европе и Америке, т. е. до метаморфизма, то в зону диагенеза входит вся осадочная оболочка Земли — стратифера.

Как же обстоит дело в действительности? И от чего зависит мощность зоны диагенеза?

Мощность зоны диагенеза зависит от скорости осадконакопления. При большой скорости осадконакопления образуется мощная зона диагенеза, так как диагенез не успевает завершиться, накопление осадков опережает их диагенетическую переработку. Так, например, на континентальном блоке в Черном море мощность зоны диагенеза в терригенных четвертичных и неогеновых илах более 300 м при скорости осадконакопления 10—40 мм/1000 лет (Центральная котловина). В экваториальной части Тихого океана в скв. 71 глубоководного бурения в толще карбонатных илов от четвертичных до эоцена мощность зоны диагенеза достигает 500 м при скорости осадконакопления 10—30 мм/1000 лет. В скв. 164 в толще красной глины (миоцен—мел), расположенной на 13° с.ш., мощность зоны диагенеза 200 м при скорости накопления осадков 1—3 мм/1000 лет.

Мощность зоны диагенеза зависит также от скорости диагенетических изменений. Последняя определяется составом осадков, в различных типах осадков скорость диагенеза разная [35], коли-

чеством и качеством ОВ осадков, физико-химическими и термодинамическими условиями среды. Обычно диагенез происходит в условиях низких температур и давлений, однако в местах высокого теплового потока и стрессовых давлений скорость его заметно увеличивается. Как правило, большая скорость диагенеза приводит к образованию маломощной зоны диагенеза, и наоборот.

Прекрасным примером влияния небольшой скорости диагенеза на мощность зоны являются диатомовые илы океана. Так, в скв. 192 в толще диатомовых илов плейстоцена—плиоцена мощность зоны диагенеза достигает 800 м при скорости осадконакопления 30—100 мм/1000 лет. Примером скоротечного диагенеза и небольшой мощности зоны диагенеза являются осадки зоны литорали

ТАБЛИЦА 19

Мощность зоны диагенеза в Тихом океане и некоторых внутренних морях [по материалам глубоководного бурения], м

Тип осадков	Тихий океан			Черное море	Каспийское море
	На океанской платформе	Приконтинентальная зона и поднятия ложа океана, окраинные моря	Вблизи срединных хребтов, разломов и в глубоководных желобах		
Терригенные	150—200 (Q—K ₂)	350—500 (Q—N)	100—150 (Q—N)	200—300 (Q—N)	100 (Q)
Карбонатные	250—500 (Q—P)	250—600 (Q—P)	150 (Q—N)	—	—
Кремнистые	200—400 (D—P)	400—800 (Q—N)	100—150 (Q—N)	—	—

и пляжей морей и океанов — образование пляжевой породы бич-рок, формирование которой по данным радиоуглеродного метода [73] происходило за период 100—1000 лет и быстрее.

Большая скорость диагенеза наблюдается в отложениях солей, где диагенез завершается в годовичном цикле или в первые десятки—сотни лет [63]. Примером этого могут быть отложения солей зал. Кара-Богаз-Гол (Каспийское море). Здесь мощность зоны диагенеза всего первые десятки метров [А. И. Дзенс-Литовский, 1967 г.] при скорости накопления солей 6—10 см/год. По-видимому, главным фактором является скорость диагенеза, а не скорость осадконакопления, во всяком случае в определенных литологических типах осадков.

Влияние теплового потока и стрессового давления на скорость диагенеза осадков демонстрируют скважины глубоководного бурения в областях высокого теплового потока и в глубоководных желобах. Мощность зоны диагенеза здесь всего 100—150 м. Она располагается в толще четвертичных и неогеновых осадков (табл. 19). Наименьшая мощность диагенеза наблюдается во всех типах осадков в областях высокого теплового потока и стрессовых деформаций (Q—N).

Наибольшая мощность зоны диагенеза наблюдается в приконтинентальной полосе океана и окраинных морей, а также в экваториальной зоне высокой биопродуктивности и большой скорости седиментации. Мощность зоны уменьшается от кремнистых к карбонатным и терригенным, в той последовательности, в какой увеличивается скорость диагенеза (осадки от четвертичных до палеогена).

Наименьшая мощность зоны диагенеза на ложе океана — на океанской платформе — наблюдается в красной глине и радиоляриевых илах (небольшая скорость диагенеза и осадконакопления, осадки от четвертичных до нижнемеловых).

Неодинаковая скорость диагенеза в разных типах осадков приводит к переслаиванию более плотных и менее плотных отложений, в первых диагенез уже завершен, во вторых не завершен. Наиболее показательным примером этого являются соленосные отложения, где в пластах солей диагенез завершен и они представляют собой кристаллическизернистые породы, в то время как глинистые отложения еще долгое время уплотняются и изменяются.

Мощность зоны диагенеза зависит также от перерывов в осадконакоплении, но их влияние неоднозначно. Отсутствие накопления осадков может привести к разуплотнению, а размыв толщи может обнажить более плотные породы [48].

Вероятно, естественно выделять этапы диагенеза в терригенных существенно глинистых субаквальных осадках, руководствуясь степенью их обводнения и пористостью, которые обуславливают возможность свободного обмена веществом с наддонными водами, содержанием ОВ и активностью бактерий и сопровождающими ее процессами минералообразования.

Первый этап диагенеза — это этап наиболее обводненного состояния, когда влажность и пористость 85—95 %, осадок представляет собой суспензию — пелоген — взвешенных в воде минеральных частиц и ОВ и существует свободный обмен между водами осадка и наддонными водами.

Естественно, что этот этап наблюдается в терригенных глинистых и аналогичных им по степени дисперсности частиц карбонатных и кремнистых осадках.

В зернистых песчано-алевритовых осадках без существенной примеси глинистых частиц этот этап пелогена отсутствует (см. ниже).

В этих условиях на дне морей и океанов, за исключением бассейнов с аномальным газовым режимом, диагенез осуществляется в окислительных щелочных условиях среды — идут процессы гидратации и окисления, взаимодействия между коллоидами, растворение одних твердых фаз и осаждение других. Бактерии и микрофлора главным образом аэробные, ОВ окисляется, гравитационного уплотнения практически нет, происходит укрупнение частиц за счет их слипания и коагуляции. На этом этапе образуются окислы и гидроокислы железа и марганца и железистые смек-

титы, образуются зародыши будущих конкреций. Мощность слоя суспензии может быть от нескольких сантиметров до первых метров. Первый этап отвечает понятию К. Гуммеля о гальмиролизе.

Второй этап наступает после того как слой суспензии превратился в осадок. На этом этапе влажность и пористость уменьшаются до 75—85 %, обмен между наддонными и поровыми водами несколько затруднен, но еще существует. При наличии ОВ развивается анаэробные бактерии, происходит деструкция ОВ, восстановление сульфатов поровых вод, образование сероводорода, CO_2 и сульфидов железа. Благодаря присутствию CO_2 понижается рН, растворяются седиментогенные и биогенные карбонаты. В дальнейшем в восстановительных условиях при дегазации осадка осаждаются карбонаты железа и марганца. При небольшом содержании ОВ и очаговой сульфатредукции происходит образование глауконита и фосфатов. Совместное нахождение этих минералов является обычным. К концу этапа развивается гравитационное уплотнение. Мощность слоя осадков от первых метров до первых десятков метров.

Третий этап характеризуется более интенсивным гравитационным уплотнением, влажность и пористость понижаются до 70—60 %, затухает деятельность бактерий и прекращается обмен поровых вод с наддонными. Благодаря неравномерности распределения параметров рН и Eh в разных частях осадка выделившиеся ранее аутигенные минералы в одних местах растворяются, в других — осаждаются, образуя желваки и конкреции, осуществляется также частичная цементация отдельных участков осадка. Этот этап наиболее длительный, мощность слоя осадка может достигать первых сотен метров (в кремнистых осадках несколько сотен метров).

Характеристика осадков по физическим свойствам не может быть однозначной, так как у чисто глинистых осадков будут одни параметры, у существенно глинистых — другие, а у осадков с примесью песка и алеврита — третьи. Поэтому значения влажности и пористости являются приблизительными, а консистенция на первом этапе жидкая (суспензия), на втором этапе полужидкая (текучее и текучепластичное состояние), на третьем этапе пластичное состояние.

Когда осадки лишены ОВ или содержат его в ничтожном количестве, диагенез происходит от начала и до конца в окислительных щелочных условиях, в осадках, обогащенных ОВ, — в восстановительных щелочных (до нейтральных и слабокислых) условиях среды.

В карбонатных осадках диагенез развивается либо по такому же плану в существенно пелитовых осадках приконтинентальной зоны, содержащих ОВ, либо является одно- или двухэтапным и скоротечным в существенно песчаных осадках литоральной зоны и мелководья.

Так, в песках пляжа и приливо-отливной зоны уже в раннем диагенезе наступает частичная или полная цементация (литифи-

кация). В последующем идут процессы перекристаллизации и доломитизации за счет распада высокомагнезиального кальцита.

В отложениях солеродных бассейнов диагенез также скоротечный, одно- или двухэтапный. На первом этапе первичные минералы, реагируя с рапой, превращаются в более устойчивые вторичные минералы. На последующем этапе благодаря отжатию рапы происходит дегидратация минералов и перекристаллизация.

В зернистых — песчаных и песчано-алевритовых осадках диагенетические изменения осуществляются иначе, чем в глинистых, но также зависят от качества и количества ОВ и наличия глинистых слоев, переслаивающихся с песчаными. В осадках, содержащих ОВ, начальный этап диагенеза происходит в окислительных условиях при участии аэробных бактерий, идет растворение аморфного кремнезема, коррозия кварца, окисление и гидратация — образуются окислы и гидроокислы железа, лептохлориты. По мере накопления новых порций осадков и их погружения появляются анаэробные бактерии, идет деструкция ОВ, образование сероводорода, CO_2 и сульфидов железа, понижается рН, растворяются карбонаты. В последующем при удалении избытка CO_2 происходит осаждение карбонатов в виде отдельных зерен, пелитоморфных агрегатов, локально цементирующих обломочные зерна, или образуются конкреции. Процессы уплотнения проявляются слабо, и больше за счет цементации, чем под влиянием гравитационного давления.

В песчано-алевритовых осадках, лишенных ОВ, диагенез идет в окислительных условиях, однако при наличии переслаивания с глинистыми отложениями, содержащими ОВ, минералы восстановительного этапа диагенеза могут иметь широкое распространение благодаря выдавливанию поровых растворов из глин и диффузии газов.

Рассматривая диагенез осадков, мы основное внимание уделяли физико-химическим условиям и процессам минералообразования. Однако в диагенезе происходит также уплотнение, которому не уделяют достаточного внимания, вернее недооценивают.

Так, Н. М. Страхов [63, с. 81] писал: «Для диагенеза характерно сочетание глубокой химико-минералогической переработки многих реакционноспособных веществ осадка со слабо выраженным его уплотнением». Одним из нас [Н. В. Логвиненко, 1967 г., с. 53] было отмечено, что уплотнение осадков начинается еще в диагенезе: «Этот процесс начинается еще во время диагенеза, но благодаря небольшой мощности покрывающих осадков проявляется в самом зачаточном виде».

Результаты глубоководного бурения в океанах показали, что во время диагенеза идет интенсивное уплотнение. Так, в табл. 12, 14, 15 и других имеются следующие данные: красные глубоководные глины (скв. 164) обладают начальной пористостью 92, конечной — 60 %, терригенные глинистые илы (скв. 473) — соответст-

венно 77 и 50 %, радиоляриевые илы (скв. 70) — 92 и 55 %, карбонатные илы (скв. 167) — 92 и 51 %.

Как же происходит уплотнение и от чего оно зависит?

В глинистых осадках, насыщенных водой, давление вышележащих слоев воспринимается твердыми частицами и водой. По мере действия давления, сближения твердых частиц, уменьшения пористости и выдавливания воды твердые частицы будут воспринимать все большую и большую часть давления, а поровые воды — меньшую. Степень уплотнения и скорость уплотнения определяются скоростью отжима воды (коэффициентом фильтрации), если, конечно, не примешивается цементация.

В песчаных осадках давление с самого начала воспринимается твердыми частицами, и уплотнение возможно за счет изменения способа упаковки и раздробления зерен (см. гл. II). Степень уплотнения и время уплотнения песчаных осадков незначительны, а давление в зоне диагенеза не настолько велико, чтобы происходило раздробление зерен. Таким образом, скорость и степень уплотнения определяются составом осадков и скоростью отжатия воды — коэффициентом фильтрации. Третьим важным фактором обычно считают скорость осадконакопления [Н. Я. Денисов, 1965 г.; 48]. В доказательство правильности такого представления Л. Назаркин [48, с. 80] приводит кривые изменения плотности чокракских глин Грозненского района и юрских и каменноугольных глин Днепровско-Донецкой впадины. На этих графиках максимальные различия плотности достигают 0,2—0,3 г/см³ (менее плотные глины залегают на больших глубинах, чем более плотные). Однако автор ничего не говорит о минеральном составе глин. А ведь такие незначительные различия в плотности глин могут быть связаны только с их минеральным составом. Известно, что плотность каолинита 2,60, нонторнита 2,30 г/см³, монтмориллонита еще меньше. Кроме того, глины могут содержать карбонаты, сульфиды, изменяющие их плотность. Рассмотрим ряд конкретных примеров.

В течение четвертичного периода (голоцен, плейстоцен), в центральной части Черного моря (скв. 379 «Гломар Челленджер») накопилась толща терригенных илов мощностью 600 м. За это время в Каспийском море у Апшеронского полуострова (скв. 8а Аляты-море) отложилась толща терригенных илов существенно глинистых, с прослоями песков и алевритов, мощностью 160 м. Скорость осадконакопления в Черном море была в 4 раза больше, чем в Каспийском. Пористость черноморских илов в интервале 0—160 м изменяется от 68 до 50 %, а пористость каспийских илов в этом же интервале от 65 до 35 %. Таким образом, большая скорость седиментации не способствовала быстрому уплотнению, а большая степень уплотнения каспийских илов связана с наличием прослоев песка и алеврита.

В скв. 167 в Тихом океане вблизи экватора пройдена толща кокколитовых илов 232 м (возраст от четвертичного до позднего миоцена) с пористостью в кровле 92, у подошвы 55 %, скорость

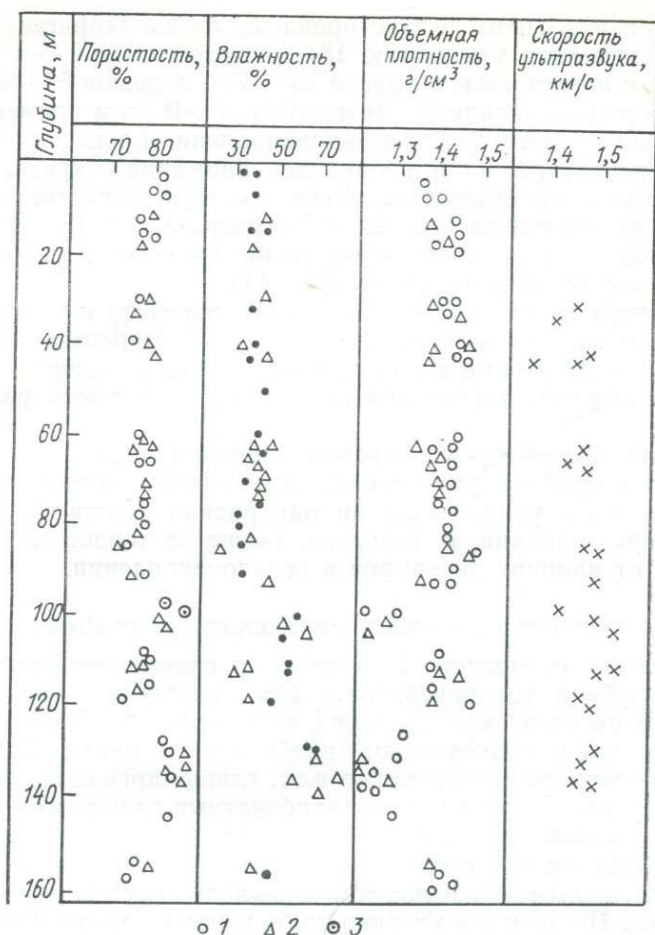


Рис. 11. Изменение физических свойств осадков скв. 487 у берегов Центральной Америки в Тихом океане. По материалам DSDP 1969—1982 гг.

1 — грейп (ггаре); 2 — гравиметрия; 3 — образцы.

накопления осадков 1—3 мм/1000 лет [по 36]. В скв. 77В там же, но несколько восточнее пройдена толща подобных илов 200 м (четвертичные — средний миоцен) с пористостью в кровле 90, у подошвы 55 %, скорость накопления осадков 10—30 мм/1000 лет. Таким образом, при различии скорости осадконакопления в 10 раз степень уплотнения оказалась одинаковой.

В скв. 487 вблизи Центральной Америки в Тихом океане пройдена толща гемипелагических и пелагических (красных) глин мощностью 172 м (от четвертичного до плиоценового возраста) с пористостью в кровле 77—82, в подошве 83—90 %, скорость осадконакопления 3—10 мм/1000 лет. В скв. 473 у берегов Север-

ной Америки в Тихом океане пройдена толща терригенных гемипелагических глин мощностью 181 м (четвертичные — раннеплиоценовые) с пористостью в кровле 75—77, в подошве 50—55 %, скорость осадконакопления 3—10 мм/1000 лет. В этом примере видно, что при одинаковой скорости осадконакопления произошло не только разное уплотнение, но и проявилась аномалия — красные глины низов разреза обнаруживают более высокую пористость, чем гемипелагические глины верхней части разреза скв. 487. Это объясняется тем, что скорость накопления красных глин в 10 раз меньше, чем гемипелагических (рис. 11).

Эти примеры можно было бы продолжить, но и из них видно, что между скоростью осадконакопления и степенью уплотнения нет явной зависимости, и это, вероятно, легко объяснить наличием многих факторов, определяющих степень и скорость уплотнения осадков.

Степень и скорость уплотнения осадков зависят от их состава, давления и времени уплотнения, наличия или отсутствия цементации, от того, уплотняется ли однородная толща осадков или толща переслаивания, и, вероятно, также от теплового потока и, наконец, от наличия перерывов в осадконакоплении.

5. СРАВНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ОКЕАНОВ И КОНТИНЕНТОВ

Глинистые отложения. На рис. 12 в системе координат пористость—глубина (от поверхности дна) нанесены точки, соответствующие пелагическим (глубина воды более 3000 м) и приконтинентальным и мелководным (глубина воды менее 3000 м) глинистым отложениям (глинистые илы, глины, аргиллиты), а также различным их разновидностям (карбонатные глинистые илы, алевитистые глины, кремнистые аргиллиты, цеолитные красные глины)*. Из литологических разновидностей глинистых отложений специальным обозначением выделены глубоководные красные глины. На этом же рисунке даны кривые для пористости континентальных глинистых отложений.

Основная масса точек располагается вблизи кривых Н. Б. Васоевича [11] и М. Л. Озерской и Г. М. Авчяна [1, 52], что соответствует пористостям, не превышающим вероятный верхний предел пористости для всех осадочных пород континентов по К. Вольфу и Д. Чилингару [79]. Пористость части глинистых отложений (в том числе и данные Э. Гамильтона) превысила названный верхний предел пористости. Подавляющее большинство этих точек оказалось соответствующим красным глубоководным глинам.

На рис. 13 показано изменение пористости глинистых отложений с глубиной по четырем скважинам с различной мощностью перекрывающего осадки водного слоя. Сопоставление этих данных

* Осадки имеют возраст от четвертичного до мелового. Глубины воды от первых десятков метров до 6200 м. Глубины от поверхности дна до 1200 м (скважины «Гломар Челленджер» рейсов от 5-го до 66-го).

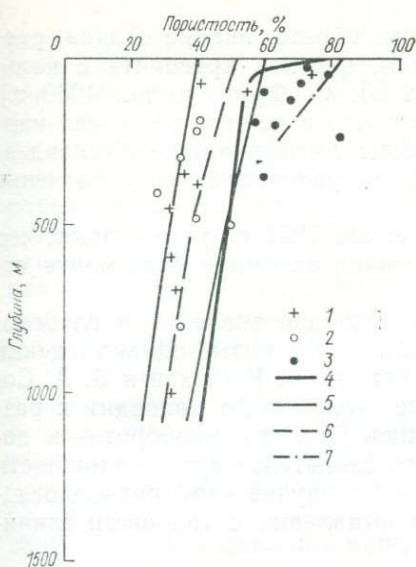


Рис. 12. Изменение пористости глинистых осадков океана с глубиной. По материалам DSDP 1969—1982 гг.

1 — приконтинентальные осадки; 2 — глубоководные осадки; 3 — красные глубоководные глины; 4 — предел пористости осадочных пород по Чилингару [79]; 5 — кривые М. Л. Озерской и др. [52]; 6 — кривая Н. Б. Васильевича [11]; 7 — кривая изменения пористости красных глубоководных глин по Э. Гамльтону [89].

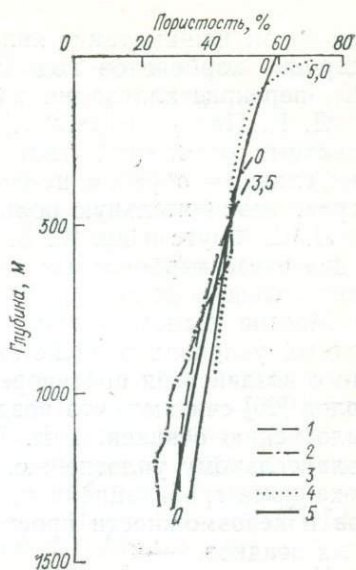


Рис. 13. Изменение пористости глинистых осадков с глубиной по скважинам с различной мощностью водного слоя.

1 — Каспийское море, скв. 4—8 Аляты-море; 2 — скв. 323, абиссальная равнина Беллингаузена; 3 — скв. 222, Индийский океан; 4 — скв. 5К-21, о. Хонсю; цифры у кривых — глубина воды, м; 5 — кривые М. Л. Озерской и др. [52].

показывает, что пористость глинистых отложений по скв. 5К-21 (Япония, о. Хонсю, скважина на урезе воды) несколько меньше, чем по остальным скважинам, в которых пористость существенно не отличается, несмотря на большое различие в мощности перекрывающего осадки водного слоя.

В чем же причина недоуплотнения красной глубоководной глины? Вероятно, это связано с составом и условиями ее накопления: преобладают тонкие частицы диаметром менее 0,001 мм, которые накапливаются очень медленно (путем осаждения «частица за частицей»), в результате чего образовался очень тонкодисперсный осадок, насыщенный водой и отдающий эту воду очень медленно (коэффициент фильтрации менее 0,01 см/год), и как следствие этого, диагенез не завершен.

Карбонатные отложения. Если глинистые осадки уплотняются в основном в результате механических процессов, то для карбонатных отложений большую роль кроме механических играют физико-химические и химические процессы. На относительное значение названных процессов существуют различные точки зрения.

По мнению Н. Бетеста [75], главной причиной литификации карбонатных илов является выполнение их пор карбонатным

цементом; важны такие явления, как обезвоживание осадка, растворение карбонатов под давлением, переход арагонита в кальцит, перекристаллизация кальцита [Л. С. Фрутс и др., 1960 г.].

Д. К. Патрунов [1980 г.] считает, что в основе диагенеза карбонатных отложений лежат процессы литификации, обусловленные главным образом цементацией, а гравитационное уплотнение играет незначительную роль.

Л. С. Фрутс и др. [L. S. Fruth et al., 1966 г.] утверждают, что в диагенезе карбонатных осадков гравитационное уплотнение играет большую роль.

Многие исследователи придают большое значение в глубоководных условиях воздействию веса столба воды, однако оценки этого воздействия противоречивы. Так, А. И. Конюхов и Б. А. Соколов [26] считают, что воздействие столба воды приводит к уплотнению осадков, а В. В. Троцюк [1980 г.], наоборот, — к дополнительному уплотнению. Все это свидетельствует о сложности механизма гравитационного давления в случае карбонатных осадков и невозможности простого сопоставления с таковыми глинистых осадков.

Наряду с механическим уплотнением и дегидратацией карбонатных осадков важную роль в сокращении их пористости играют химические процессы (растворение, образование вторичного кальцита, цементация и перекристаллизация). По данным Дж. Линген и др. [G. Lingen et al., 1975 г.] диагенез глубоководных карбонатных осадков характеризуется взаимосвязанными процессами растворения известкового материала и образования вторичного кальцита, которые протекают одновременно. В результате органогенные карбонатные компоненты замещаются гипидиоморфным и идиоморфным кальцитом, а поровое пространство и полости раковин заполняются зернистым кальцитовым цементом, пористость уменьшается от 70—80 %, в илах до 20 % в известняках. В этой же работе отмечается, что наряду с закономерным изменением карбонатных отложений с глубиной (известковый ил — мел — известняк) в разрезах скв. 258 и 259 в Индийском океане наблюдается смена осадков различной степени литификации через десятки и сотни метров и среди уплотненных осадков встречаются прослойки недоуплотненных илов.

Аналогичный вывод сделан этими же авторами в более ранней работе [G. Paskham et al., 1973 г.] о резком, ступенчатом изменении степени литификации и физических свойств в разрезах карбонатных отложений, вскрытых скв. 206, 207, 208 и 210 в юго-западной части Тихого океана.

Высокая начальная пористость карбонатных осадков (до 70—85 %) обусловлена тем, что они состоят из скелетных остатков организмов — раковин и их обломков, панцирей, которые в свою очередь являются пористыми и при невысоких давлениях на ранних этапах диагенеза (при небольшой мощности покрывающих их осадков) не разрушаются или только частично разрушаются.

Существуют определенные трудности сопоставления степени

изменения карбонатных отложений различных областей океана из-за растворимости карбонатов и ее зависимости от температуры, давления, состава и концентрации вод и других факторов. Эта особенность карбонатов проявляется в том, что плотные малопористые известняки могут образоваться не только в результате прогрессивного диагенеза, связанного с погружением, но и при определенных условиях на земной поверхности, покрытой или не покрытой слоем воды. Так, широко распространены цементированные пляжевые пески и литифицированные карбонатные осадки приливо-отливной зоны [41, 42]. В этих областях океана уплотнение и литификация карбонатных осадков происходят не в конце, а в начале диагенеза.

В области шельфа плотные известняки могут залегать под тонким слоем современных осадков (Багамская банка, Флорида и др.), что, вероятно, связано с изменением уровня Мирового океана. Плотные цементированные карбонатные породы («каменное дно») обнаружены также на дне морей в районах как мелководного, так и глубоководного карбонатонакопления (Персидский залив, Средиземное море, ряд районов Атлантики и др.). Однако цементация карбонатных осадков все же более характерна для мелководных отложений и значительно реже встречается в глубоководных.

На рис. 14 показано изменение пористости карбонатных отложений с глубиной по данным глубоководного бурения, а также уплотнения карбонатного ила [Е. Hamilton, 1950 г.], пористости карбонатных осадков Центральной части Тихого океана [89] и верхнего предела пористости осадочных пород [79].

Анализ этих данных позволяет сделать два основных вывода: 1) пористость глубоководных карбонатных осадков океанов значительно выше пористости осадочных пород континентов; 2) в естественных условиях темп изменения пористости карбонатных отложений с глубиной значительно выше, чем при эксперименте в лаборатории. Это подтверждает приведенные выше положения о большой роли физико-химических процессов в уплотнении карбонатных осадков.

Кремнистые отложения. В большинстве случаев они состоят из аморфного кремнезема (опала) биогенной природы и содержат в различном количестве примесь вулканогенного, глинистого и алевролитового материала. Основными породообразующими организмами являются диатомы и радиолярии. Кремнистые отложения распространены в широком стратиграфическом интервале — от четвертичных до меловых осадков. Они слагают как мощные толщи в 600—800 м, так и отдельные маломощные слои и прослои, а также конкреционные образования (кремни).

По данным В. Я. Троцюка [1980 г.], М. А. Левитана и Н. В. Логвиненко [35] мощные разрезы кремнистых отложений, состоящие на 70—90 % из остатков диатомовых водорослей, с глубиной не претерпевают уплотнения независимо от высоты столба воды (2—4 км) и глубины от поверхности дна (до 1 км).

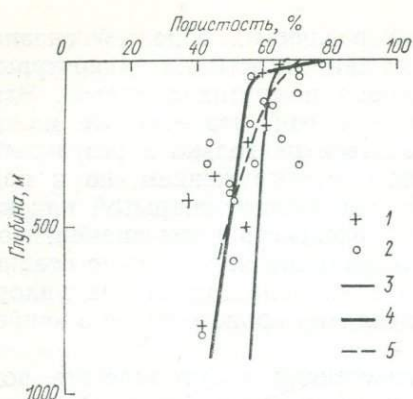


Рис. 14. Изменение пористости карбонатных отложений с глубиной. По данным DSDP 1969—1982 гг.

1, 2, 4 — то же, что на рис. 12; 3 — кривая экспериментального уплотнения карбонатного ила по Э. Гамильтону [89]; 5 — кривая изменения пористости карбонатных осадков по Э. Гамильтону [89].

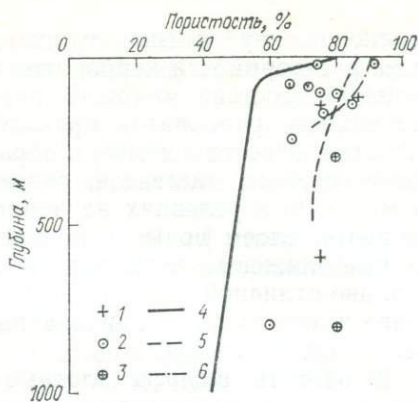


Рис. 15. Изменение пористости кремнистых осадков с глубиной. По данным DSDP 1969—1982 гг.

1, 2, 4 — то же, что и на рис. 12, 14; 3 — промежуточные отложения с глубиной воды 3 км; 5 — кривая изменения пористости кремнистых осадков по Э. Гамильтону [89]; 6 — то же, для радиоляриевых ила.

Изменение плотности диатомовых илов с глубиной в скв. 185 и 192 связано с увеличением содержания вулканогенного и глинистого материала [DSDP, 1973, vol. 19]. Отмечена обратная связь плотности диатомовых илов с содержанием в них кремнезема. При содержании кремнезема 50—80 % плотность 1,4—1,5 г/см³, при 30—40 % — плотность 1,7 г/см³.

Как видно из рис. 15, пористость кремнистых осадков океана (диатомовых и радиоляриевых илов) значительно выше пористости осадочных пород на континенте и с глубиной претерпевает незначительные изменения.

Причиной слабого уплотнения кремнистых осадков, по-видимому, является то, что они состоят из панцирей диатомей и скелетов радиолярий, которые сами являются пористыми и образуют сравнительно жесткую каркасную структуру, неразрушающуюся при невысоких давлениях в зоне диагенеза. Согласно экспериментальным исследованиям [Н. Lee, 1973 г.] диатомиты уплотняются только при очень большом давлении.

Как видно из вышеизложенного, основным отличием глубоководных океанских осадков от осадочных пород континентов является их более высокая пористость и меньшая плотность. Это недоуплотнение океанских осадков одни исследователи объясняли взвешивающим эффектом [Б. А. Соколов, А. И. Конюхов, 1975 г., 62],* другие — действием высокого столба воды [М. К. Калинин,

* Взвешивающий эффект (по закону Архимеда) действует одинаково на больших глубинах океана и на мелководье, вообще в водной среде и даже в лужах на поверхности земли. Следовательно, приписывать ему разуплотняющее воздействие на осадки только глубин океана неправомерно.

1977 г.; А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, 1976 г.], третьи — высокой скоростью осадконакопления или дисперсностью частиц осадков [Г. А. Беляевский, 1977 г.; В. А. Емельянов, 1977 г.; В. Энгельгард, 1964 г.]. И наконец, ряд исследователей объясняют это явление физико-химическими причинами упрочнения связей между глинистыми частицами и их агрегатами (схватывание коллоидными пленками кремнезема) на ранней стадии уплотнения осадков [Н. Я. Денисов и др., 1946 г.; И. Г. Коробанова и др. 1972 г.; 45].

Влияние взвешивающего эффекта оспаривается в работах Э. Гамильтона и Д. Чилингара [Е. Hamilton, 1959 г., 1971 г.; 79], влияние скорости осадконакопления — в работах Т. Девиса и П. Сапко [83]. Ряд исследователей утверждают, что за недоуплотнение ответственна малая скорость осадконакопления [С. Н. Моог, 1961 г., Росс, 1971 г., Е. Hamilton, 1964 г.; 48]. В статьях Э. Гамильтона 1956 и 1971 г. и Д. Чилингара [79] имеются прямые указания на то, что высота столба воды над осадками не сказывается на их уплотнении, и приводятся соответствующие расчеты.

Таким образом, ситуация полна противоречий, и необходимо теоретическое исследование.

Механическая модель гравитационного уплотнения океанских осадков. На стадии диагенеза одним из процессов изменения осадков является процесс гравитационного уплотнения, приводящий к возможно более плотной укладке минеральных частиц под действием силы тяжести. Поскольку процесс идет в водной среде, осадок можно рассматривать как систему, состоящую из двух частей: твердых частиц (скелета) и жидкого заполнения пустот между ними — порового пространства. Гравитационная консолидация осадка может быть представлена как процесс сжатия системы постепенно возрастающей нагрузкой, сближение твердых частиц и удаление — отжатие воды. При невозможности удаления вода будет препятствовать более плотной упаковке частиц. Вода, находящаяся в массе осадка вне адсорбционных пленок, передвигается под действием давления по законам гидромеханики. Скорость консолидации осадка, формирующегося в водной среде, зависит от скорости удаления поровой воды — от коэффициента фильтрации. Давление, которому подвергается осадок, воспринимается одновременно твердыми частицами и поровой жидкостью. В осадке существует две системы напряжений: напряжение поровой жидкости p_i и напряжение деформируемого твердого скелета осадка p_d , которое определяется разностью

$$p_d = p_e - p_i, \quad (1)$$

где p_e — общее напряжение.

Начиная с работы К. Терцаги [102] многими исследователями было установлено, что в общем случае деформацию осадка вызывает эффективное давление $p_{эф}$, которое определяется по формуле

$$p_{эф} = p_e - np_i, \quad (2)$$

где n — коэффициент, изменяющийся в пределах $0 \leq n \leq 1$ и $n > 1$.

Применим описанную выше механическую модель для анализа влияния слоя воды на уплотнение осадков. В случае отсутствия водного слоя соответствующие давления равны:

$$p_e = \gamma z; \quad (3)$$

$$p_i = \gamma_0 z, \quad (4)$$

где z — глубина от поверхности осадочного слоя до произвольной точки A (рис. 16): γ и γ_0 — соответственно объемный вес осадка и поровой воды.

Подставляя (3) и (4) в (2), после простых преобразований получим

$$p'_{эф} = (\gamma - n\gamma_0) z, \quad (5)$$

где $p_{эф}$ — эффективное давление в осадочном слое при отсутствии вышележащего водного слоя.

В случае, когда над осадочной толщей залегает слой воды мощностью h , общее напряжение в осадке p_e и напряжение поровой жидкости p_i (предполагается, что между водным слоем и поровой водой существует гидравлическая связь) возрастают на одну и ту же величину $\gamma_0 h$, где γ_0 — объемный вес морской воды, принимаемый равным 1. В этом случае имеем:

$$p_e = \gamma z + \gamma_0 h \quad (6)$$

$$p_i = \gamma_0 z + \gamma_0 h. \quad (7)$$

Подставляя (6) и (7) в (2), после преобразований получаем

$$p''_{эф} = \gamma - n\gamma_0 + \gamma_0(1-n)h, \quad (8)$$

где $p_{эф}''$ — эффективное давление в осадочном слое в случае перекрытия его водным слоем.

Учитывая (5), последнее выражение запишем в виде

$$p'_{эф} = p'_{эф} + \gamma_0(1-n)h. \quad (9)$$

Так как коэффициент n может быть равным 1, <1 и >1 , то

$$p''_{эф} = p'_{эф}, \quad p''_{эф} > p'_{эф} \quad \text{или} \\ p''_{эф} < p'_{эф}. \quad (10)$$

Таким образом, при прочих равных условиях давление водного слоя или не вызывает изменения эффективного давления в осадочном слое или приводит к его увеличению или же к уменьшению. Поскольку степень уплотнения осадка находится в прямой зависимости от $p_{эф}$, из приведенного расчета следует, что давление водного слоя на осадочный слой не оказывает влияния на его уплотнение (при $n=1$), приводит к дополнительному уплотнению (при $n<1$) или разуплотнению (при $n>1$).

Физический смысл коэффициента n заключается в том, какая часть порового давления противостоит давлению столба воды: при $n=1$ — только часть, при $n<1$ — ничего, при $n>1$ — все давление. В первом случае гидравлическая связь поровых вод с наддонными частичная, во втором — ее нет и только в третьем — она полная.

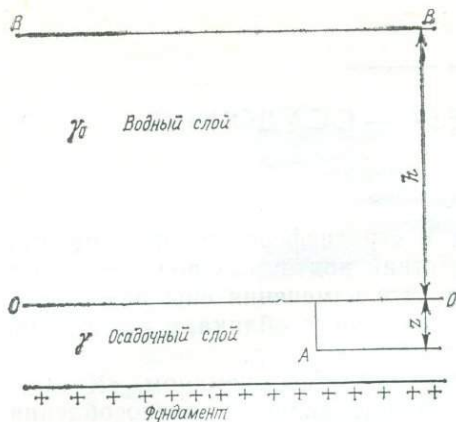


Рис. 16. К расчету давления водного столба и осадочного слоя.

BB — верхняя граница водного слоя, OO — то же, для осадочного слоя. Остальные обозначения в тексте.

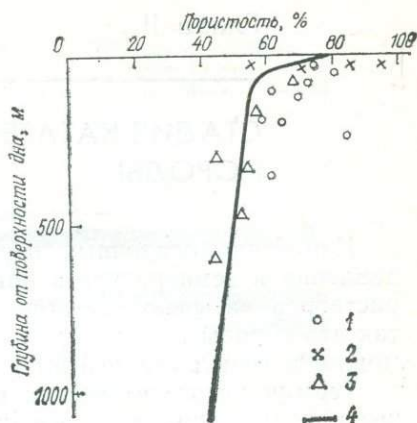


Рис. 17. Сравнение пористости осадков океанов и внутренних водоемов. 1 — красные глубоководные глины; 2 — озерные илы; 3 — терригенные илы Черного моря; 4 — кривая пористости осадочных пород по Д. Чилингару [79].

Таким образом, теоретическое исследование показывает наличие широкого спектра условий, однако в природе обычно реализуется первый случай — частичной гидравлической связи поровых вод с наддонными и, следовательно, отсутствия влияния столба воды на уплотнение осадков. Чтобы показать это, была сделана выборка из 30 образцов глинистых осадков (пористость от 14 до 75 %, глубина залегания от 50 до 1200 м, глубина океана от 12 до 5485 м, по двум десяткам скважин глубоководного бурения) и проведен корреляционный анализ.

Уравнения корреляции между пористостью глинистых осадков, глубиной их залегания z и глубиной океана h имеют вид:

$$K = 55 - 0,035z; r = -0,70; \mu = 6,98; \quad (11)$$

$$K = 37 + 0,00086h; r = 0,09; \mu = 0,48, \quad (12)$$

где K — коэффициент пористости, %; z и h выражены в метрах; r — коэффициент корреляции; μ — его надежность. По результатам анализа пористость осадков наиболее тесно связана с глубиной залегания и практически незначительно с глубиной океана.

В заключение еще раз следует подчеркнуть, что недоуплотнение океанских осадков связано с их составом и свойствами и приводит к незавершенности диагенеза, в то время как осадочные породы континентов прошли стадию диагенеза. Строго говоря, глубоководные осадки океанов следует сравнивать с осадками озер и внутренних морей континентов, которые также находятся на стадии диагенеза (диагенез не завершен), при этом сравнении различия будут менее значительные (рис. 17).

СТАДИЯ КАТАГЕНЕЗА — ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

{ Изменение осадочных пород в стратиффере при повышенных давлении и температуре в присутствии подземных вод и поровых растворов называют катагенезом. Эти изменения еще не сильны, так что породы не теряют своего осадочного облика, и эту стадию можно называть стадией бытия осадочных пород.

Термин катагенез введен в науку А. С. Ферсманом. «Катагенез породы обнимает огромную область явлений приспособления минералов к новым условиям вне залегания их под поверхностью водного бассейна» [69, с. 30]. В ряде других работ он неоднократно возвращался к рассмотрению катагенеза. Из этих работ видно, что катагенез — процессы, происходящие после диагенеза и до метаморфизма или выветривания на земной поверхности.

Однако, как было показано по Введению, {следует ограничить стадию катагенеза умеренными изменениями и осадочными породами, а более сильные изменения, приводящие к образованию метаморфизированных осадочных пород, выделять в самостоятельную стадию метагенеза.

Процессы катагенеза по своей природе процессы неорганические — физико-механические и физико-химические. Роль живого вещества, и в частности бактерий, являющихся одним из важных факторов преобразования осадков (диагенез), в стадию катагенеза несущественна. Исключение составляют нефтеносные толщи, где на ВНК (водонефтяной контакт) образуются продукты деструкции углеводов в аэробных и анаэробных условиях и происходит восстановление сульфатов сульфатредуцирующими бактериями [Е. П. Розанова и др., 1974 г.]. Вероятно, аналогичные явления возможны в угленосных и сланцевых формациях — в осадочных толщах, обогащенных ОВ.

{ В стадию катагенеза происходят уплотнение пород, отжим воды и различные процессы минералообразования: коррозия и растворение обломочных зерен, регенерация, образование новых минералов из растворов или при взаимодействии растворов с твердой фазой (метасоматоз), дальнейшее изменение обломочных зерен, раскристаллизация коллоидов и аморфных минералов, начальная перекристаллизация многих аутигенных минералов.

Наиболее распространенными минералами стадии катагенеза являются: сульфиды — пирит, марказит, сфалерит, галенит; окислы и гидроокислы — кварц, халцедон, кварцин, опал, лимонит, гематит, гидрогематит, анатаз, брукит, рутил; сульфаты — барит, ангидрит и некоторые другие; карбонаты — кальцит, доломит, железистый доломит, анкерит, сидерит; силикаты — каолинит, монт-

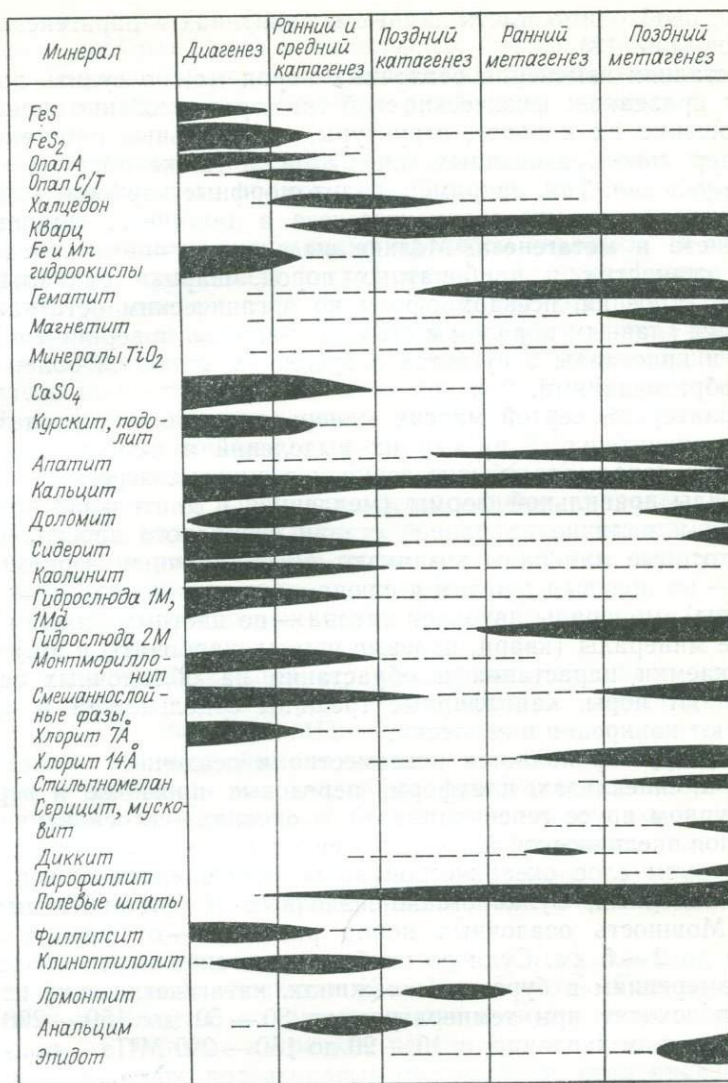


Рис. 18. Распространение аутигенных минералов на различных стадиях образования и изменения осадочных пород.

мориллонит, гидрослюда 1М, смешаннослойные минералы, ортохлориты политипа 1в, 14 Å, $\beta=90^\circ$, анальцим, гейландит, морденит, десмин, ломонтит, альбит, олигоклаз, калиевые полевые шпаты, эпидот, сфен и некоторые другие.

Большинство названных минералов образуется и в стадию диагенеза, и в стадию метагенеза, как будет показано выше, так что само присутствие минерала еще недостаточно для определения

стадии, необходимо иметь данные о политипах и парагенезах минералов (рис. 18).

О стадиях изменения осадочных пород можно судить по комплексу признаков: физические свойства пород (особенно пористость и отношение их к воде), структуры, минеральные парагенезы и характер новообразованных минералов, а также общие геологические условия. Так, например, пелитоморфные карбонаты обычно образуются в стадию седиментогенеза и диагенеза, зернистые — катагенеза и метагенеза. Мелкие выделения пирита в основной массе глинистых и карбонатных пород, шарики радиально-лучистого строения, псевдоморфозы по органическим остаткам выделяются главным образом в стадию диагенеза, а зернистые выделения и кристаллы в пустотах и трещинах являются более поздними образованиями.

Характерной чертой многих минералов стадии катагенеза является значительный размер их выделений в цементе, порах и трещинах пород; это обычно зерна и зернистые агрегаты, иногда кристаллы правильной формы (медленная и длительная кристаллизация и наличие на ранней стадии свободного пространства).

Некоторые минералы возникают по обломочным зернам: каолинит — по полевым шпатам и слюдам (крупные «воротничковые» агрегаты), минералы двуокиси титана — по цветным слюдам и др. Другие минералы (кварц, полевые шпаты, карбонаты и др.) образуют каемки нарастания и обрастания на обломочных зернах, выполняют поры, капиллярные трещины отдельностей и иногда образуют конкреции и секреты.

Катагенез проявляется повсеместно в осадочном чехле платформ, в синеклизах платформ, передовых прогибах и верхнем структурном ярусе геосинклиналей, в океанах — в основании первого слоя океанической коры (слой неконсолидированных осадков) и во втором слое океанической коры (консолидированных осадков — осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород). Мощность осадочных пород различна — от первых сотен метров до 2 — 5 км. Судя по глубине залегания и непосредственным измерениям в буровых скважинах, катагенетические изменения происходят при температуре от 30 — 50 до 150 — 200 °C и одностороннем давлении от 10 — 20 до 150 — 200 МПа.

В стадии катагенеза можно выделить три этапа: ранний (начальный), средний и поздний (глубинный) катагенез.

На этапе раннего катагенеза в осадочных породах происходят различные химические и физико-химические преобразования: коррозия и растворение неустойчивых минералов — пироксенов, амфиболов, основных плагиоклазов и др. В щелочных условиях среды обломки полевых шпатов и слюд гидрослюдизируются, частично или полностью превращаются в гидрослюда и далее в монтмориллонит. В кислых условиях среды ряд диагенетических минералов — фосфаты, карбонаты и некоторые другие — подвергаются коррозии и иногда полностью растворяются. Взаимодействие поровых растворов, несущих ионы железа, магния, марганца, с диа-

генетическим и раннекатагенетическим кальцитом приводит к образованию двойных солей и изоморфных смесей карбонатов (при восстановительных условиях существенно железистых). При насыщении растворов бикарбонатами и дегазации пород в порах осаждаются карбонаты.

Ранний катагенез происходит при повышенном давлении и температуре, однако, надо полагать, давление не превышает 100 МПа, а температура 100 °С.

Все эти изменения напоминают процессы диагенеза (и отчасти выветривания), происходят в сходных или близких физико-химических и термодинамических условиях и являются их естественным продолжением. Поэтому этап начального катагенеза характеризуется наличием неизмененного (вернее, слабо измененного) глинистого цемента в зернистых и основной массе глинистых пород. Зона, в которой проявляется ранний катагенез, может быть названа зоной неизмененного глинистого вещества.

Пористость осадочных пород еще высокая (40—15 %), широко развиты рыхлые и слабощементированные породы: глины, размокающие в воде аргиллиты, пески, рыхлые и пористые песчаники, известняки-ракушечники, пористые известняки, мел, мергели, бурые угли, каменные — длиннопламенные и газовые угли. Структуры и текстуры осадочных пород на этапе раннего и среднего катагенеза нормальные осадочные.

Этап позднего катагенеза характеризуется более высокими термодинамическими параметрами — температура порядка 200—100 °С, давление 100—200 МПа. Границу между средним и поздним катагенезом проводим по первому появлению структур растворения и внедрения под давлением (конформных, инкорпорационных, микростилолитовых). В цементе зернистых пород наблюдается заметная гидрослюдизация и хлоритизация глинистого вещества, начальная перекристаллизация седиментогенных и диагенетических карбонатов. Эти процессы в какой-то мере проявляются и в глинистых породах.

В стадию позднего катагенеза пористость осадочных пород заметно уменьшается, достигая 15—10 и 5—3 %. Глины превращаются в аргиллиты, не размокающие в воде, пески и рыхлые песчаники — в плотные и крепкие песчаники, известняки-ракушечники — в плотные известняки, наблюдается частичная перекристаллизация известняка, мела, мергелей, длиннопламенные и газовые угли превращаются в спекающиеся угли (паровичные — жирные, коксовые, отощенные спекающиеся).

Этап позднего катагенеза характеризуется широким развитием кварцевого регенерационного цемента и конформных структур в бесцементных зернистых породах, в зернистых породах с большим количеством цемента сохраняются структуры такого же типа, как на этапе раннего катагенеза.

1. КОНТИНЕНТЫ

1. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Физико-механические, минералогические и структурные изменения осадочных пород в стратифере происходят при повышенных давлениях и температурах в присутствии подземных вод и минерализованных растворов. Образование конкретных парагенезов минералов зависит от первичного состава и длительности процесса.

Температура. Непосредственные измерения температуры горных пород и вод под землей ограничены сравнительно небольшой зоной в 3—5 км от поверхности земли. Эти измерения показали, что ниже слоя постоянной температуры (мощностью от 1—2 до 20—25 м) по мере углубления температура повышается. Расстояние в метрах, необходимое для повышения температуры на 1°C, называя геотермической ступенью, а повышение температуры на определенный интервал глубин (100, 1000 м) — геотермическим градиентом. Среднее значение геотермического градиента 30°C/км, геотермической ступени — 33 м. Однако в зависимости от положения в геологических структурах эти величины довольно сильно изменяются. В геосинклинальных областях, особенно в молодых альпийских горных сооружениях, геотермическая ступень значительно меньше, а на платформах и древних щитах — значительно больше. Так, например, на Южно-Африканском щите (Трансвааль) геотермическая ступень от 66 до 176 м, на Канадском щите — 66—125 м, на Восточно-Европейской платформе в Харькове — 58 м, в Москве — 38 м; в геосинклинальных областях, м: на о. Борнео — 15, в Японии — 22, на Кавказе — 12—22 (табл. 20).

Сведения о тепловом потоке на территории СССР обобщены С. И. Субботиным и др. [1974 г.], отмечающими повышенный тепловой поток в области Карпат и Кавказа. Непосредственное измерение температур в буровых скважинах проводилось М. Ф. Беляковым [1955 г.] и др. (табл. 21, 22). Для больших глубин экспериментальные данные почти отсутствуют.

Если принять среднее значение геотермической ступени равным 33 м и допустить, что повышение температуры происходит равномерно, то на глубине 5 км температура должна быть 150, а на глубине 10 км — 300°C. Такой расчет, естественно, является грубо приближенным, но для общей ориентировки полезен и такие сведения (табл. 23).

Повышение температуры имеет большое значение для процессов минералообразования: увеличивает активность воды (растет степень ее диссоциации) и водных растворов, их подвижность и способность растворять.

Экспериментально установлено повышение растворимости минералов в горячих водных растворах. Так, например, аморфный кремнезем при 0°C растворяется в воде в количестве 60—80 мг/л,

ТАБЛИЦА 20

Геотермический градиент по измерениям температуры в шахтах и рудниках разных стран [6]

Местонахождение	Пределы глубин, м	Геотермический градиент, °С/км	Геотермическая ступень, м
Южная Африка	151—305	15,06	66
	151—1194	9,42	105
	610—1194	13,42	74
О. Борнео	233—387	63,63	15
	290—471	39,01	25
	420—574	53,30	18
	32—328	42,41	23
Япония, Эчиго	32—611	50,14	20
	415—649	76,22	13
Южная Австралия	610—1433	39,44	25
	123—539	26,54	38
Англия, Бристоль	220—596	29,60	34
	ГДР, Шпремберг	610—1269	22,93
Польша, Парушовиц	37—316	29,60	34
	610—1959	30,15	33
Бразилия, Минас-Жерайс	1228—1780	14,93	71
	1228—1871	15,51	66
	2743	38,04	26
США, Калифорния	213	13,87	74
США, Джорджия	72—411	8,13	125
Канада, Онтарио	610—1186	8,04	125

ТАБЛИЦА 21

Геотермические наблюдения в буровых скважинах [по М. Ф. Белякову, 1955 г.]

Местонахождение	Средняя температура на глубине 1 км, °С	Геотермический градиент, °С/км	Геотермическая ступень, м
Кавказ:			
Грозный	90,7	83	12
Дагестан	55,6	47	21
Майкоп	50,4	40	25
Апшеронский полуостров	47,2	36	27
Западное Предкавказье	41,9	32	31
Донецкий бассейн	39,6	31	32
Эмба	41,9	30	33
Нижнее Поволжье	28,6	20	49
Самарская лука	24,8	16	64
Башкирия	18,8	12	82
Белоруссия, Полесье	23,4	12	82
Камское Приуралье	17,4	11	88
Кривой Рог	19,5	9	112

Примечание. Бурение Кольской сверхглубокой скважины показало, что геотермическая ступень в 2 раза меньше, чем указывается для древних шитов. Это, вероятно, связано с неодинаковым темпом роста температур на различных глубинах — более быстрым ростом температуры на глубинах свыше 5 км, в то время как сведения по другим шитам дают представление о температурах на глубинах до 2—3 км.

при температуре 25 °С — 100 — 140, 80 — 90 °С — 300 — 380 [К. Н. Краускопф, 1956 г.].

Кварц, практически нерастворимый в воде при нормальных давлениях и температуре, при температуре 200 °С и давлении 12,5 МПа растворяется в количестве 9 мг/л, при температуре 300 °С и давлении 10 МПа — 245 мг/л [Н. И. Хитаров, 1952 г.].

Повышение температуры способствует интенсификации реакций в твердой фазе. Согласно правилу Оствальда, повышение

ТАБЛИЦА 22

Результаты измерения температур в буровых скважинах

Местонахождение	Глубина от поверхности, м	Температура, °С	Геотермическая ступень, м
Юго-западный Донбасс [Я. Н. Кашпур, 1954 г.]	1545	56	30
Молдавия [27]	1600	46	34
Восточное Предкавказье [В. К. Корценштейн, 1960 г.]	2353	131	18
Чкаловское поднятие	3400	155	21
Прасковеевское поднятие	3460	161	21

ТАБЛИЦА 23

Повышение температуры с глубиной, рассчитанное по геотермической ступени

Глубина от поверхности, м	Температура, °С	Глубина от поверхности, м	Температура, °С	Глубина от поверхности, м	Температура, °С
100	3	3000	90	9 000	270
500	15	4000	120	10 000	300
1000	20	5000	150	12 000	360
2000	60	7000	210	15 000	450

температуры системы на 10 °С увеличивает скорость протекающих реакций вдвое.

Однако определение температурного режима образования минералов осадочных пород производится еще недостаточно совершенно — это обычно или непосредственные измерения температуры или грубые прикидки по геотермическому градиенту. Перспективным может быть метод определения температур по гомогенизации многофазных включений в минералах, хотя он не лишен недостатков. К сожалению, такие исследования в широком масштабе еще не производятся. Имеются лишь единичные определения для солей, некоторых сульфатов и сульфидов.

Давление. В верхней части земной коры преобладает одностороннее давление, обусловленное нагрузкой вышележащих толщ (гравитационное — литостатическое), и тангенциальное давление, возникающее во время складчатости (давление стрессовое).

Давление нагрузки может быть приближенно рассчитано на основании глубины залегания (мощности) и плотности горных пород. Если принять среднюю плотность осадочных пород равной $2,7 \text{ г/см}^3$, то на каждые 1000 м давление возрастает на 27 МПа (табл. 24).

Но осадочные породы не являются монолитными твердыми телами, они имеют поры. Наибольшая пористость наблюдается у

таблица 24

Изменение давления с глубиной, МПа

Глубина от поверхности, м	Давление, рассчитанное по плотности	Давление, рассчитанное по объемной плотности	Давление столба воды на тех же глубинах
100	2,7	1,5	1
500	13,5	8,5	5
1 000	27	20	10
2 000	54	42	20
3 000	81	69	30
4 000	108	97,8	40
5 000	135	125,5	50
7 000	189	182,9	70
9 000	243	237,2	90
10 000	270	270	100
12 000	324	324	120
15 000	405	405	150
33 000	900*		
100 000	3100*		

* По Ф. Берчу и др. [6].

поверхности земли, с глубиной пористость постепенно уменьшается. Так, например, пористость глинистых пород вблизи поверхности может достигать 50—60 %, а на глубине 7—10 км пористость всего около 1—3 %. Следовательно, расчет увеличения давления с глубиной надо вести не по плотности, а по объемной плотности (учитывая пористость). Давление, рассчитанное по объемной плотности, на глубине 1000 м будет 20 МПа, на глубине 9000 м — 237 МПа. Глубже пористость настолько незначительная, что давление, рассчитанное по плотности и объемной плотности, будет примерно одинаковым.

Давление стресса не поддается определению. Здесь можно воспользоваться некоторыми косвенными данными для суждения о порядке значений. При движении масс в породах возникает кливаж разрыва — скол и скольжение, перемещение одних частей породы по другим. Обычно поверхности кливажа обтекают зерна минералов, имеющих высокую прочность (кварц, гранаты и др.). Однако в некоторых случаях эти поверхности пересекают зерна кварца. Прочность кварца характеризуется такими цифрами: временное сопротивление сжатию 2400—2700 МПа при всестороннем сжатии 900 МПа, сопротивление сдвигу несколько меньше [6]. Но

даже если оно составляет только половину временного сопротивления сжатию, то и тогда получается внушительная цифра 1200 — 1300 МПа. Естественно, это только грубая прикидка, и относительно стресса можно предполагать значительно большее значение, чем в случае литостатического давления.

Давление стресса накладывается на давление нагрузки (породы предварительно были уплотнены гравитационным давлением) и интенсивно изменяет породы. Большая сила тангенциального давления создает условия для перехода в пластическое состояние.

На платформах преобладает гравитационное давление нагрузки вышележащих пластов, и только в областях развития куполовидных структур, флексур и т. п. возможно проявление стресса.

В геосинклиналях к гравитационному давлению прибавляется (накладывается) воздействие стресса, более интенсивное в нижнем и среднем структурных этажах и менее интенсивное до слабого в верхнем структурном этаже и в передовых прогибах (более широко — в областях переходных от геосинклиналей к платформам).

Давление нагрузки является важным фактором вторичных изменений осадочных пород. В результате длительного воздействия давления появляются новые текстуры и структуры: плитчатость, сланцеватость, совпадающая с напластованием, происходит растворение и раздробление обломочных зерен. Впервые эти признаки появляются на границе между средним и поздним катагенезом и особенно интенсивно проявляются в стадию метагенеза.

Еще более могущественным фактором вторичных изменений является тангенциальное давление — стресс. Оно накладывается на структуры гравитационного давления и усложняет их. Под воздействием стресса возникают структуры и текстуры, ориентированные под углом к напластованию, но это явление в основном относится уже к стадии метагенеза, где оно и будет описано.

Подземные и поровые воды. Исследованиями гидрогеологов установлено наличие вертикальной зональности подземных вод. Сверху вниз выделяются такие зоны.

1. Зона свободной циркуляции — от поверхности земли и примерно до глубины 200 — 700 м в зависимости от местных геологических и гидрогеологических условий. В этой зоне имеют место интенсивная циркуляция и водообмен с поверхностными водами.

2. Зона затрудненной циркуляции — до глубины 1500 — 2000 м, где циркуляция вод затруднена и водообмен с поверхностными водами ограничен.

3. Зона застойных вод — на глубинах свыше 2000 — 2500 м, где циркуляция отсутствует и обмена их с поверхностными водами не происходит. Границы между зонами и глубины их расположения в каждом конкретном случае определяются местными условиями и изменяются в довольно широких пределах.

Химизм вод и концентрация компонентов также обнаруживают определенную зональность. С увеличением глубины обычно наблюдаются следующие изменения.

В зоне свободного водообмена распространены пресные или слабоминерализованные (за исключением аридных областей) гидрокарбонатные воды. Во второй зоне развиты гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды значительно более высокой минерализации. В зоне застойных вод преобладают сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные высокоминерализованные воды и рассолы.

Состав поровых вод, естественно, тесно связан с составом подземных вод, особенно в тех случаях, когда и поровые, и подземные воды представляют собой реликтовые воды бассейнов, в которых происходило накопление этих осадков. Однако возможны и заметные различия в составе поровых и подземных

ТАБЛИЦА 25

Характеристика поровых вод меловых и палеогеновых пород Западной Сибири по [68]

Место, возраст, порода	рН	Соленость, г/л	мг-экв						мг/л Fe _{общ}
			Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	Ca	Mg	
Яя, Чулым, мел, глина континентальная	6,7	0,6	67	14	19	64	25	11	1,8
То же	7,0	1,4	10	73	17	30	55	15	1,1
Чижап, мел, глина морская	8,0	3,0	81	9	10	85	10	5	0,3—8,4
Там же, палеоген, глина морская	7,8	4,8	45	51	4	62	21	17	2,2
То же	6,8	3,6	45	40	15	40	43	17	2,1

(пластовых) вод, когда существует водообмен между ними и поверхностными водами.

В связи с изменением состава и минерализации поровых вод с глубиной происходит изменение величин рН и Eh, а следовательно, и активности вод, их реакционной способности. В верхней зоне реакция вод, как правило, щелочная, а среда окислительная. Исключение составляют породы, обогащенные ОВ, и породы, через которые происходит фильтрация вод горячих минеральных источников. С увеличением глубины в средней и нижней зоне понижается окислительно-восстановительный потенциал (отсутствие свободного кислорода) и сначала растет рН, а затем уменьшается в зоне сульфатных и хлоридных вод (рН < 7). Для примера в табл. 25 приведены некоторые сведения о поровых водах мела и палеогена Западной Сибири.

Повышение температуры и давления сказывается на параметре рН. А. В. Копелиович [27] вычислил константы равновесия и установил, что в чистой воде при 22 °С и нейтральной реакции рН-7, а при температуре 100 °С в той же воде с нейтральной реакцией рН-6. Следовательно, для растворов с повышенной температурой нужна иная шкала.

Подземные воды и поровые растворы являются важным фактором перемещения вещества. Перемещение вещества происходит благодаря фильтрации в горизонтальном направлении на сотни метров и многие километры. Дальность и скорость перемещения зависят от типа пород. Одновременно наблюдается миграция вещества в вертикальном направлении.

Под давлением вышележащих пластов поровые воды глинистых отложений выдавливаются — отжимаются в песчаные пласты. Это явление широко распространено в толщах переслаивания глинистых и песчаных отложений — во флише, молассах, угленосных и других осадочных формациях и нередко приводит к образованию рудных полезных ископаемых.

ТАБЛИЦА 26

Среднее смещение частиц путем самодиффузии за разные интервалы времени [по 27]

Ион	см/с	см/год	м/млн. лет	м/100 млн. лет
H	0,0055	34	310	31 000
Li	0,0038	21	213	21 300
Na	0,0040	27	274	27 400
K	0,0060	33	336	33 600
Cl	0,0070	39	392	39 200
Mg	0,0036	20	201	20 100
Ca	0,0045	25	252	25 200
HSO ₄	0,0079	44	443	44 300
CO ₂	0,0041	23	230	23 000

Одним из примеров вертикальной миграции поровых растворов является распространение карбонатных и сульфидных конкреций в таврическом триасовом флише Крыма.

В третьем элементе флишевого цикла — аргиллите развиты конкреции карбонатов железа, а в первом элементе — песчанике сульфидные конкреции. Казалось бы, соотношения должны быть обратные, так как аргиллиты обогащены ОВ (до 1,5—2,0 % C_{орг}), а содержание ОВ в песчаниках незначительное и условий для образования сульфидов железа нет.

Однако благодаря вертикальной миграции поровых растворов — выжиманию их из глинистых слоев в песчаные такие условия возникают.

Процессы мобилизации вещества для образования полезных компонентов путем миграции растворов поровых вод, обогащенных этими компонентами, в песчаники и другие коллекторы специально рассмотрены в монографии В. Н. Холодова [1983 г.].

В условиях повышенной температуры и давления возрастает роль диффузии и самодиффузии. За геологически длительные промежутки времени может происходить существенное перемещение вещества таким путем (табл. 26).

Роль поровых и подземных вод многообразна. Они являются средой, в которой происходят минералообразование и обмен ионами между породой и водой (метасоматоз, обмен катионами между глинистыми минералами и водой), переносчиком вещества путем фильтрации, диффузии и самодиффузии и т. п. Благодаря наличию поровых растворов происходит растворение обломочных зерен под давлением.

Особо следует отметить процессы на ВНК в нефтеносных толщах. На ВНК происходят окисление нефти в аэробных условиях и деструкция в анаэробных условиях, возникают очень активные органические соединения, идет восстановление сульфатов сульфатредуцирующими бактериями — образуются сероводород и сульфиды железа. В нижней водонасыщенной зоне ВНК растворяются кварц, карбонаты, возникает зона разуплотнения в кварцевых песчаниках, доломиты раздоломичиваются и становятся пористыми и рыхлыми. Перешедшие в раствор вещества мигрируют вниз и по латерали, где осаждаются и создают зону цементации [60].

Роль первичного минерального состава пород и фактора времени. Первичный минеральный состав пород является важным фактором, определяющим характер новообразований и в какой-то степени новые структуры. Мономинеральные породы обычно бедны новообразованиями, так, в кварцевых песчаниках вторичные минералы представлены вторичным кварцем, халцедоном, кварцином. Полиминеральные породы — аркозы, граувакки, особенно вулканогенные граувакки — богаты минеральными новообразованиями, в них присутствуют различные цеолиты, монтмориллониты, хлориты, наряду со вторичными полевыми шпатами, кварцем, карбонатами и др. В зернистых породах, лишенных цемента, развивается стилолитизация, с обильным цементом — ориентированные структуры основной массы и т. п.

Интенсивность вторичных изменений осадочных пород при прочих равных условиях зависит от длительности процесса. Это общеизвестное положение принимают как аксиому: древние породы обычно более измененные по сравнению с молодыми. Но само время не является преобразующим фактором. Известны многие примеры противоположного характера — наличие неизменных пород среди древних отложений: пески и глины кембрия и силура Прибалтики, пески, глины, бурые угли в каменноугольных отложениях Подмосковного бассейна и др. Роль времени заключается в суммировании даже самых незначительных изменений, происходящих с ничтожной скоростью. Несомненно, что даже такие изменения, если они продолжаются долго (в геологическом масштабе времени), могут привести к ощутимым результатам.

Длительность процесса имеет большое значение для всех химических реакций в растворах (растворение, замещение, кристаллизация), реакций в твердой фазе (раскристаллизация аморфных веществ, перекристаллизация), а также дегидратации и фазовых превращений в результате дегидратации. Общеизвестно, что древ-

ние палеозойские эффузивные породы, как правило, лишены стекловатого базиса. За время 300—500 млн. лет произошла самопроизвольная раскristаллизация стекла, так как кристаллическое состояние вещества с энергетической точки зрения более выгодно, чем аморфное. В молодых эффузивных породах — неогеновых и четвертичных — всегда присутствует стекловатый базис.

Одни и те же изменения пород могут появиться при длительном воздействии слабых факторов и кратковременном воздействии сильных.

Нами исследованы минералы группы натролита и гейландита [40]. Основные термические эффекты дегидратации при скорости нагревания 20 °С обнаружены в интервале 300—700 °С. К. Пенг [97] исследовал те же минералы в условиях медленного нагревания и выдерживания при определенной температуре 18—36 ч. Температура дегидратации оказалась в этом случае на 150 °С ниже. Таким образом, тот же эффект получен при более низкой температуре.

Так, например, рифейские отложения Восточно-Европейской платформы, не погружавшиеся глубже 2—2,5 км и не испытывавшие складкообразования, и юрские отложения Верхоянья, каменноугольные — Донецкого бассейна, погружавшиеся на 5—7 км и испытывавшие складкообразование, обнаруживают примерно одну и ту же степень изменения.

Значение фактора времени наиболее четко проявляется на платформах и менее четко в геосинклиналях, где воздействие геосинклинального режима (складкообразование, дифференциальное движение масс, высокое давление стресса, высокие температуры) оказывается более существенным, чем длительность процесса изменения. Поэтому в геосинклиналях появление глубокоизмененных осадочных пород коррелируется с эпохами складчатости.

Явление пластичности. Известно, что гипс, ангидрит, каменная соль, зажатые между жесткими обломочными зернами или залегающие в виде пластов среди пород другого состава, под давлением текут в твердом состоянии. Это явление называют пластической деформацией, и обязано оно движению дислокаций в кристаллах под действием неравномерного сжатия.

Вопрос о значении этого явления для метаморфических пород рассмотрел А. Н. Чередниченко [1964 г.]. Он утверждает, что пластические деформации возможны в любых породах в условиях неравномерного всестороннего сжатия, когда среднеарифметическое напряжение сжатия $\sigma = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$ будет больше, чем сопротивление пород отрыву. Под сопротивлением пород отрыву понимается способность их противодействовать разрушению в стадии упругой деформации под воздействием наибольших нормальных напряжений. Переход пород в пластическое состояние возможен при интенсивной складчатости и только в ядрах складок. Это положение обосновывается экспериментами по изгибу поликристаллических стержней металлов, в которых на месте изгиба наблюдается заметное укрупнение кристаллов — рекристаллизация.

Переход солей и карбонатных пород в пластическое состояние подтверждается наблюдениями в природе и экспериментом в лаборатории. Вероятно, и другие породы могут переходить в пластическое состояние, но для этого необходимы очень высокие давления, неизвестные в осадочной оболочке земли. Вопрос о значении рекристаллизации будет рассмотрен в следующей главе.

2. ПРОЦЕССЫ УПЛОТНЕНИЯ

На давление нагрузки вышележащих пород по-разному реагируют зернистые и глинистые, сцементированные и несцементированные породы.

В зернистых породах под давлением уменьшение пористости происходит в первую очередь за счет изменения способа укладки частиц. Условно зернистые породы можно рассматривать как агрегаты зерен, имеющих форму идеального шара, уложенных определенным образом. При укладке песчинок по кубу каждая песчинка соприкасается с 6 соседними — пористость может достигать 47,6 %, при укладке песчинок по тетраэдру каждая песчинка соприкасается с 12 соседними — пористость 25,9 %. Песчинки под давлением в рыхлых — несцементированных породах стремятся уложиться по тетраэдру и занять минимальный объем. С уменьшением пористости в водонасыщенных породах происходит удаление воды. Давление нагрузки в зернистых породах с самого начала воспринимается твердыми частицами — скелетом.

Дальнейшее уменьшение пористости возможно за счет раздробления зерен. Так, увеличение давления на грубозернистый песок от 20 до 300 МПа привело к уменьшению содержания фракции 2—1 мм с 90 до 30 %, соответственно пористость уменьшилась от 42—36 до 28—21 % [Е. М. Сергеев, 1946 г.]. При обжатии песка с размером частиц 1—0,5 мм давлением 53 МПа зерен первоначального размера осталось 55 % [Н. М. Филатов, 1936 г.]. Песок, обжатый под нагрузкой 28 МПа, уменьшил пористость на 6 %, а под нагрузкой 196 МПа — на 19 % [Д. М. Уэллер, 1961 г.]. Однако к оценке возможности раздробления зерен следует подходить осторожно, так как наиболее распространенные породообразующие минералы обладают высокой прочностью (табл. 27).

Д. Тейлор [J. Taylor, 1950 г.] и У. Ловри [W. Lowry, 1956 г.] считают, что вообще раздробления кварцевых зерен не происходит. Вероятно, раздроблению подвергаются только зерна, прочность которых уменьшена по различным причинам (наличие трещин спайности, включений и т. п.).

Когда зерна максимально сближены, произошло их частичное раздробление, дальнейшее уплотнение возможно благодаря растворению.

В сцементированных зернистых породах давление нагрузки передается на зерна (их контакты) и на цемент. Значительное уплотнение и изменение пористости здесь невозможно. Так, при

обжатию песчаника под нагрузкой 56 МПа объем пор уменьшился всего на 1%. В зернистых породах с цементом из гипса, галита, цементирующее вещество под высоким давлением может перераспределяться по поровому пространству благодаря пластичности. Аналогичные явления возможны и в зернистых породах с глинистым цементом.

Растворение зерен под давлением возможно при наличии растворов — поровых вод и может быть обосновано физико-химически.

Согласно правилу Ле Шателье в равновесной системе всякие изменения факторов, определяющих равновесие, заставляют си-

ТАБЛИЦА 27

Физические свойства некоторых минералов, МПа [по 6]

Минерал	Временное сопротивление сжатию	Сопротивление сдвигу	Всестороннее сжатие
Галит	—	90	1000
Гипс	—	100	1000
Кальцит, параллельно спайности	14	—	1
	40	—	400
	280	280	1000
Анортит	—	220	1000
Кварц, параллельно оси <i>c</i>	2 420	—	1
	2 720	—	900
	11 850	1450	1950

стему изменяться таким образом, что уничтожается действие этого изменения. Активность химических индивидуумов определяется из равенства

$$F_i = RT \ln a_i + F_i^\circ,$$

где F_i° — свободная энергия «стандартного состояния»; F_i — парциальная молекулярная свободная энергия 1 моль; T — абсолютная температура; R — газовая постоянная; a_i — активность химического индивидуума.

Активность химического индивидуума пропорциональна давлению его паров, а в разведенных растворах — концентрации. Сравнивая концентрацию насыщения C_1 водных растворов при атмосферном давлении с концентрацией насыщения C_p при гидростатическом давлении, имеем

$$\ln(C_p/C_1) = \Delta V_p/RT,$$

где ΔV_p — разница между суммой объемов 1 моль вещества и растворителя и объемом раствора.

Если ΔV положительное, растворимость повышается с увеличением давления. На глубине в пластах горных пород обломочные зерна находятся под более высоким давлением $p + \Delta p$, чем

раствор p . Поэтому в системе устанавливается концентрация насыщения $C_{p+\Delta p}$ выше C_p . Тогда

$$\ln \frac{C_{p+\Delta p}}{C_p} = \frac{V_m \Delta p}{RT},$$

где V_m — молярный объем кристаллического вещества.

Повышение растворимости в поровом пространстве под действием гидростатического давления намного меньше, чем на контакте зерен, где давление значительно выше.

Приведенные выше уравнения справедливы для разведенных растворов и для поверхностей зерен, расположенных перпендикулярно к давлению. Для поверхностей, расположенных не перпендикулярно к давлению, уравнение концентрации насыщения имеет вид

$$\ln \frac{C_{p+\Delta p}}{C_p} = \frac{V_m (\Delta p)^2}{RTE},$$

где E — модуль упругости кристаллов.

Так как значение модуля велико, повышение растворимости на этих поверхностях обломочных зерен практически отсутствует.

Активность химического индивидуума кроме концентрации зависит от температуры и давления. Уравнение Клапейрона выражает зависимость между давлением и температурой реакции в замкнутой системе:

$$dT/dp = (T/\Delta H) (V - V'),$$

где V — молекулярный объем кристаллической фазы; V' — объем раствора; ΔH — разница теплоотделения между кристаллом и раствором. Предполагая, что раствор удаляется из мест реакции, его объемом можно пренебречь. В таком случае получим

$$dT/dp = TV/\Delta H.$$

Это уравнение выражает сущность закона Пойнтинга, согласно которому под давлением происходит растворение кристаллов и осаждение вещества (кристаллизация) там, где давление не действует.

Таким образом, под давлением происходят растворение обломочных зерен со стороны давления и наращивание их с противоположной стороны — то, что обычно петрографы называют принципом Рикке.

Н. А. Огильви [1956 г.] произвел аналогичные расчеты и показал, что растворимость обломочных зерен зависит от разницы давления на зерна и давления, под которым находится поровая вода. Как было показано выше, давление на зерна становится больше, чем давление столба воды, с глубины 500 м и существенно больше с глубины 2000 м. Здесь следует учитывать локальное повышение давления на точечных контактах. Действительно, если давление на глубине H достигает p , то такое давление наблюдалось бы в случае ровной — плоской поверхности зерен.

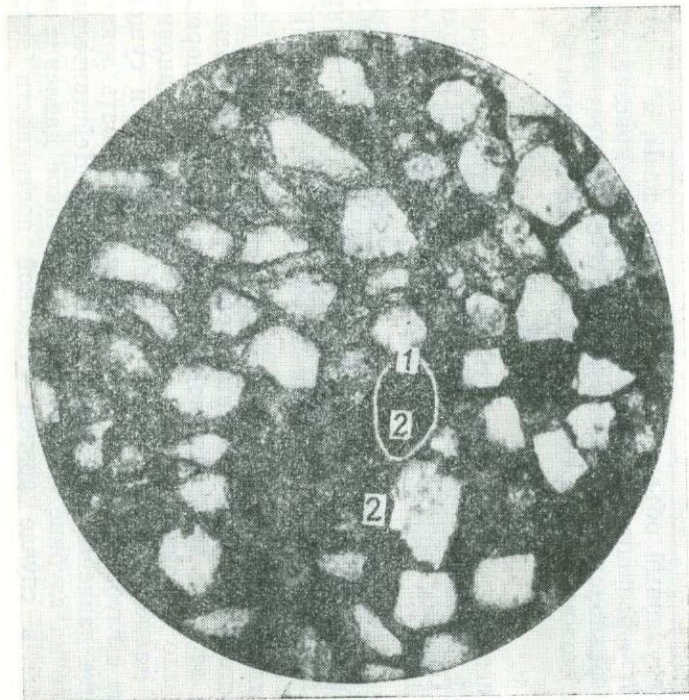


Рис. 19. Висячие зерна обломочных минералов в базальном карбонатном цементе. Песчаник мела Прикарпатья. Увеличение 136, при одном николе.

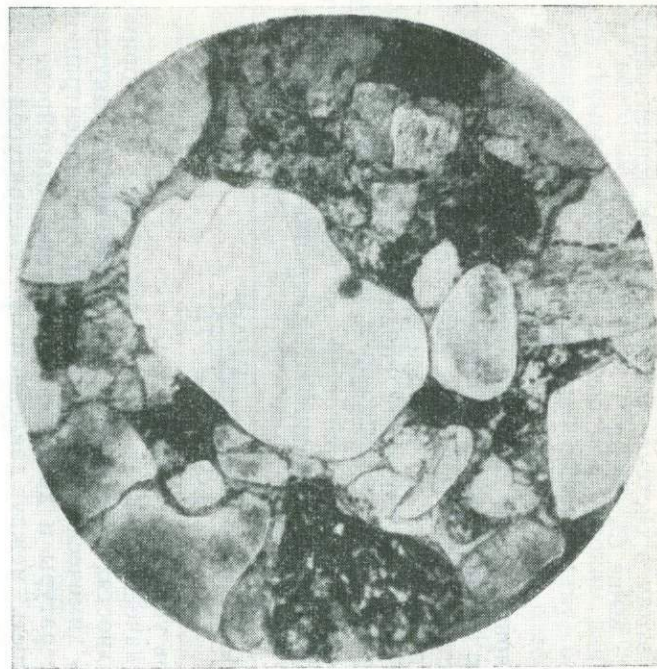


Рис. 20. Точечные и протяженные контакты обломочных зерен в каменноугольном песчанике Прибалхашья. Увеличение 80, при одном николе.

Но так как зерна округлые или угловатые, давление на точечных контактах может возрасти во много раз:

$$p_t = pS/S_t,$$

где p — давление на глубине H ; p_t — давление на точечном контакте; S — площадь плоского контакта; S_t — площадь точечного контакта.

При соотношении площадей 1:10 давление возрастает в 10 раз. Явление растворения под давлением усложняет контакты между обломочными зернами. Различают следующие типы контактов: зерна без контактов висячие в базальном цементе, точечные контакты, протяженные контакты плоские, выпукло-вогнутые сутурные контакты [J. Taylor, 1950 г.], А. В. Копелиович [27] вы-

ТАБЛИЦА 28

Типы контактов обломочных зерен в зернистых породах
(по С. С. Савкевичу с дополнением авторов)

Генезис	Д. Тейлор [J. Taylor, 1950 г.]	А. В. Копелиович [27]	С. С. Савкевич [1965 г.]
Седиментогенные	Без контактов, «свободные» зерна	—	«Свободные» зерна
	Тангенциальные	—	Тангенциальные
	Плоские	—	Удлиненные
Эпигенетические	Выпукло-вогнутые	Конформные	Контакты разрастания
	—	Инкорпорационные	Конформные
	Сутурные	Микростилолитовые	Инкорпуляционные Сутурные

делил также инкорпорационные контакты — внедрение одних зерен в другие. С. С. Савкевич [1965 г.] дал генетическую интерпретацию контактов (табл. 28, рис. 19—23).

Одной из наиболее распространенных структур растворения под давлением является микростилолитовая (микростилолитовое сочленение зерен, микро- и макро-стилолитовые швы, сутуро-стилолитовые поверхности). Вопрос о генезисе микростилолитов рассматривался многими исследователями: П. Прайс [P. Price, 1934 г.], Р. Янг [R. Young, 1945 г.], Л. Слосс и Д. Фрей [L. Sloss, D. Feray, 1948 г.], Ч. Джилберт [Ch. Gilbert, 1949 г.], Ч. Конбир [80], Д. Тейлор [J. Taylor, 1950 г.], М. Хильд [M. Heald, 1950 г.], А. Томсон [A. Thomson, 1959 г.], Д. Лербекмо и Р. Плетт [93], П. Вейл [P. Weyl, 1959 г.], А. В. Копелиович [27], А. А. Никитин [1985 г.] и многие другие.

Ч. Джилберт [Ch. Gilbert, 1949 г.] установил широкое распространение микростилолитовых структур в миоценовых аркозовых песчаниках Калифорнии на глубинах 2500—3500 м. Образование

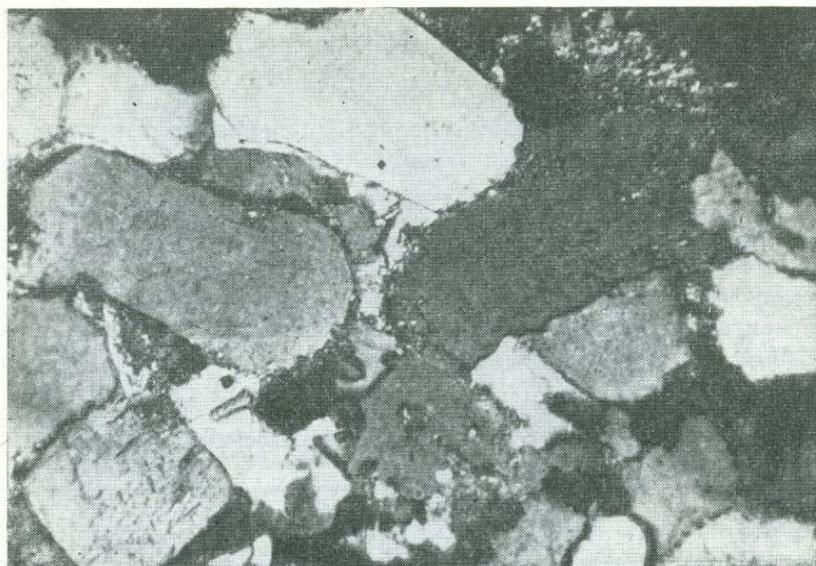


Рис. 21. Конформные контакты. Песчаник среднекаменноугольных отложений Донбасса.

Увеличение 40, при двух николях.

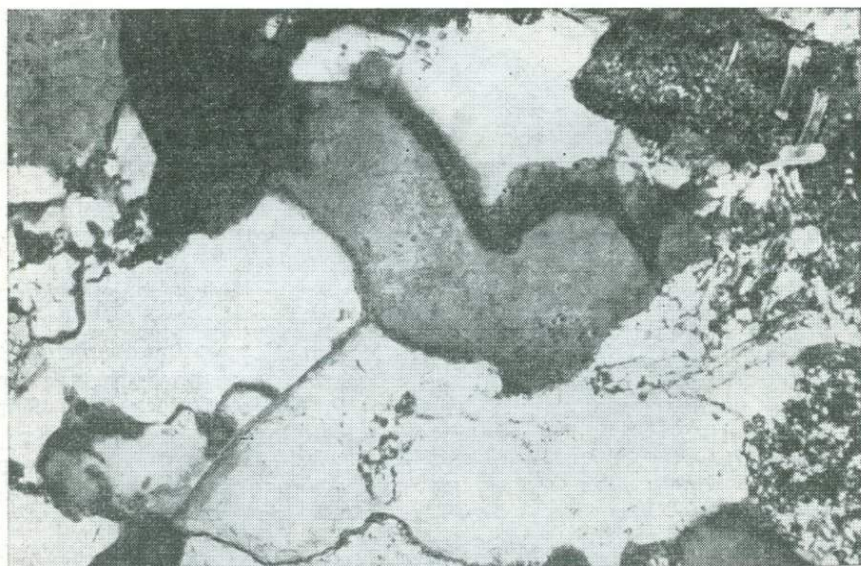


Рис. 22. Сутурные контакты (микростилолитовое сочленение зерен). Песчаник среднекаменноугольных отложений антрацитовых районов Донбасса.

Увеличение 40, при двух николях.

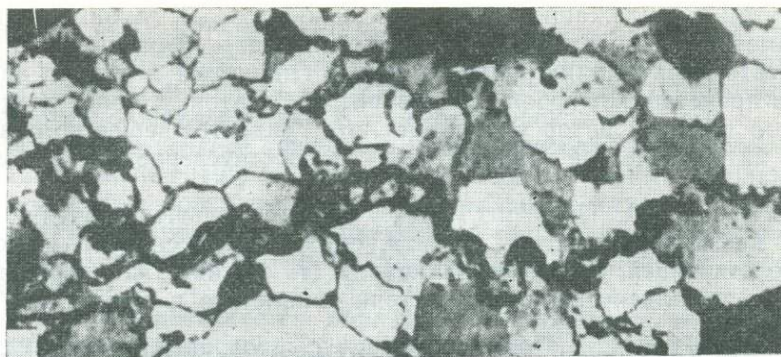


Рис. 23. Стилолитовый шов. Шокшинский песчаник-кварцит. По И. М. Симановичу [1966 г.].

стилолитовых структур, по его мнению, зависит от глубины погружения и общего давления, формы обломочных зерен и способов их упаковки, парциальных молярных объемов, поверхностного натяжения, состава поровых растворов и разницы давления в жидкой и в твердой фазе.

Исследования Д. Тейлора [J. Taylor, 1950 г.] показали, что микростилолитовые или сутурные контакты появляются на глу-

ТАБЛИЦА 29

Контакты зерен в шлифах юрских и меловых полимиктовых песчаников Вайоминга

Тип контактов	Местоположение и глубина, м					
	Искусственный песок	Мессаверде, 880	Шаннон, 1340	Уолл-Крик 1, 2080	Фронтьер, 2220	Моррисон, 2540
Зерна без контактов	16,6	3,0	—	—	—	—
Тангенциальные	59,4	51,9	21,4	0,9	—	—
Длинные	40,8	38,1	59,8	51,5	51,5	45,0
Выпукло-вогнутые	—	9,6	19,1	28,5	28,1	23,1
Сутурные	—	—	—	18,5	19,7	31,8
Число контактов на зерно	1,6	2,5	3,5	4,4	4,9	5,2

бине 1500 м, а на глубине 2500 м число таких контактов достигает 34 % (табл. 29).

М. Хильд [M. Heald, 1955 г., 1959 г.] различает протяженные стилолитовые швы и стилолитовые сутуры между отдельными зернами. По его мнению, они могут развиваться не только по напластованию, но и по трещинам и косой слоистости и не зависят от складчатости. Формирование их происходит под воздействием

нагрузки вышележащих толщ и возможно уже на глубине первых километров. Протяженные стилолитовые швы образуются в результате циркуляции грунтовых вод, а глинистый материал вдоль швов представляет собой нерастворимый остаток. В более поздней работе (1959 г.) автор утверждает, что глинистое вещество оказывает каталитическое воздействие — способствует растворению под давлением.

А. Томсон [A. Thomson, 1959 г.] придает большое значение выносу калия из структуры иллита, образованию сильной щелочи, способствующей растворению кварца, т. е. также поддерживает идею о каталитическом воздействии глинистого и слюдяного вещества.

А. В. Копелиович [27] описал микростилолитовые структуры в песчаниках могилевской свиты Приднестровья на глубинах 1500—1600 м, в каменноугольных песчаниках Шебелинской структуры на глубине более 3000 м и в других районах Восточно-Европейской платформы. Образование микростилолитов названный автор связывает с разложением обломочных слюд и вследствие этого с повышением щелочности поровых растворов.

П. Вейль [P. Weyl, 1959 г.] утверждает, что перемещение минерального вещества происходит в пленочном растворе между обломочными зернами. Обычная пленка раствора имеет толщину в один-два молекулярных слоя, в случае присутствия глинистой или другой пленки между зернами число молекулярных слоев жидкости увеличивается в десятки и сотни раз, пропорционально растет и скорость диффузии. Возможность быстрого удаления растворенного вещества содействует растворению под давлением и образованию микростилолитовых структур.

Д. Лербекмо и Р. Плетт [93], наблюдая пленки глинистого, железистого и органического вещества на поверхности микростилолитовых швов, связывают интенсивное проявление микростилолитизации с восстановлением железа в сульфатных растворах до пирита и с локальным повышением щелочности. Железо, восстанавливаясь в сульфатных растворах, образует пирит, а избыток ионов OH^- повышает щелочность поровых вод по уравнению



В таких растворах появляются анионы SiO_3^{2-} , SiO_4^{4-} , HSiO_3^{1-} , HSiO_4^{3-} . В. Д. Шутов [1962 г.] описал микростилолиты в песчаниках рифея юго-востока Восточно-Европейской платформы (Сердобск) на глубине 1500—2000 м. Названный автор приходит к выводу, что эти структуры являются частным случаем гравитационно-направленной коррозии — растворения обломочных зерен в контакте со слоями, сложенными гидрослюдой, и внутри их в тонкослоистых отложениях платформенного типа.

Р. Горбачев [1962 г.] устанавливает два этапа формирования структур растворения под давлением. С первым этапом связано образование аутигенного кварцевого цемента и сутурных контактов между обломочными зернами. Глинистые пленочки в этом

случае играют каталитическую роль. Микростилолитовые структуры второго этапа пересекают сцементированные аутигенным кварцем участки породы, и образование их связано с циркуляцией интерстиционных щелочных и подогретых вод.

Имеются и другие представления о генезисе стилолитов. Так, Г. Т. Остапенко [1977 г.] считает, что под давлением происходит раздробление поверхности соприкасающихся зерен песчаников, которое подготавливает последующее растворение мельчайших частиц и образование микростилолитовых сочленений зерен и швов.

Иначе осуществляется образование стилолитов в кварцевых песчаниках и карбонатных породах на ВНК в нефтеносных толщах. Здесь важным фактором является агрессивное действие органических кислот, возникающих при деструкции нефтей в присутствии бактериальной флоры. Органические кислоты растворяют кварц и карбонаты (за исключением сидерита), что в условиях гравитационного давления и является причиной образования стилолитов. В песчаниках и карбонатных породах наблюдаются многочисленные стилолитовые швы, покрытые пленками битума и кристалликами сидерита [60].

Микростилолитовые структуры широко распространены в кварцевых, полевошпатово-кварцевых, аркозовых песчаниках и алевролитах, в кварцито-песчаниках и кварцитах, реже встречаются в зернистых породах грауваккового типа. Они характерны для бесцементных пород или пород, содержащих минимальное количество цемента. Минимальная глубина, на которой появляются стилолиты, может быть различной и зависит от многих факторов: минерального состава пород, характера поровых вод, возраста отложений и др. По данным, приведенным выше, появление стилолитов в зернистых породах происходит на глубинах от 1500 (рифей, кембрий) до 3000—4000 м (каменноугольная система, мел, неоген).

Стилолитовые структуры широко развиты в карбонатных породах. О способе образования их в карбонатных породах нет единого мнения, но все же большинство исследователей объясняет их образование в карбонатных породах растворением под давлением. В связи с большей растворимостью карбонатных минералов стилолитовые структуры в известняках и доломитах должны появляться на значительно меньших глубинах (250—500 м). Стилолитовые структуры обнаружены также в эффузивно-осадочных и эффузивных породах. Микростилолитовые структуры появляются на стадии позднего катагенеза и особенно широко развиты в породах, испытавших более глубокие изменения, — стадии метagenеза и при низкотемпературном региональном метаморфизме [А. В. Сидоренко, О. И. Лунева, 1961 г.].

При изучении стилолитов были сделаны попытки определения растворимости минералов. Так, М. Хильд [M. Heald, 1955 г.] установил следующий ряд относительной растворимости минералов в порядке ее снижения: кальцит, кварц, полевые шпаты, слюды,

глинистые минералы, коллофанит, сфен, турмалин, циркон, пирит. Рассматривая этот ряд, можно сомневаться в положении коллофанита, который, вероятно, следует за кальцитом, и необходимо добавить вулканическое стекло и обломки кремнистых пород, которые являются более растворимыми, чем кварц.

А. В. Копелиович [27] оценивает относительную растворимость обломочных компонентов следующим образом (перечисляются в порядке снижения растворимости): основные вулканические стекла, кислые стекла, кварцево-сланцевые сланцы, халцедон, кремнистые породы, кислые плагиоклазы, кварц и калиевые полевые шпаты.

Таким образом, стилолитизация является мощным фактором изменения структур и уплотнения зернистых пород.

Степень уплотнения зернистых пород зависит также от минерального состава. По наблюдениям нефтяников [51] кварцевые песчаники, если они не подвержены стилолитизации, сохраняют сравнительно высокую пористость на глубинах 2—3,5 км, в то время как аркозовые и граувакковые песчаники с глинизированными полевыми шпатами и обломками глинистых пород — заметно меньшую пористость на тех же глубинах. Последнее связано с разрушением этих компонентов под давлением.

В глинистых породах, насыщенных водой (грунтовая масса), давление вышележащих толщ пород передается на воду и твердые частицы. При возможности отжима воды из пор давление постепенно перераспределяется — по мере сближения частиц и уменьшения пористости давление на воду уменьшается, а на твердые частицы увеличивается и при полном отжатии воды полностью воспринимается твердыми частицами. Уплотнение начинается еще в стадию диагенеза (гл. II) и продолжается в стадию катагенеза.

До определенного предела этот процесс является обратимым: снятие нагрузки при возможности фильтрации воды приводит к восстановлению объема породы (неполному) — увеличению пористости и влажности. Эти закономерности проявляются при лабораторных испытаниях глинистых пород в компрессионных приборах (петли гистерезиса).

После отжима свободной или гравитационной воды в породах сохраняется пленочная и гигроскопическая вода, прочно удерживаемая поверхностью частиц. Удаление этой воды происходит при более значительном давлении. Эксперименты по обжатию глины высокими давлениями показывают, что удаление свободной воды происходит при давлении 4—8 МПа, что соответствует погружению на глубину 400—600 м. Пленочная вода удаляется при давлении 300—500 МПа, но и при этом давлении в глинах остается часть пленочной и гигроскопическая вода [45].

Влажность каолинита и кембрийской глины, обжатых при давлении 100 МПа, была 7,8 и 7,0 %. Так как эксперимент проводился на грунтовой массе (тесто из глины, замешанное с водой), значение влажности является и мерой пористости. Давление 100 МПа соответствует погружению на глубину 4 км [В. Д. Лом-

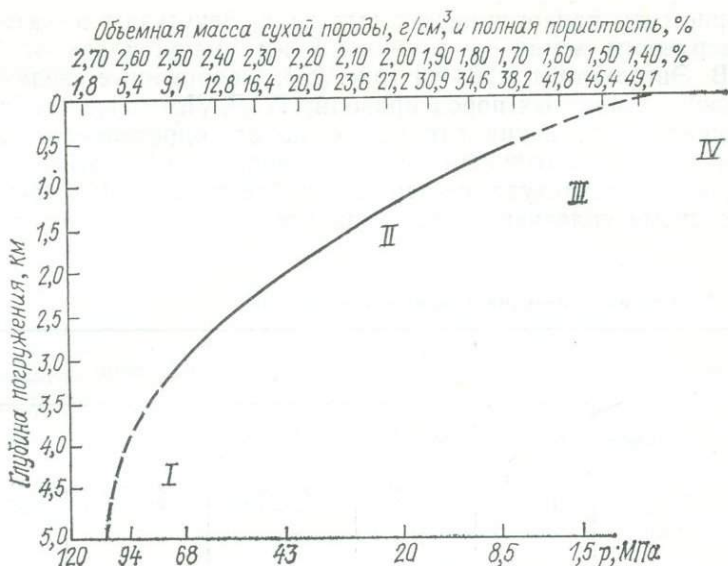


Рис. 24. Кривые уплотнения глинистых отложений. По Н. Б. Вассоевичу [11].

Давление для кривой по Н. Б. Вассоевичу рассчитано по объемной массе. Стадии уплотнения: I — весьма сильно затрудненного, II — сильно затрудненного, III — затрудненного, IV — свободного.

тадзе, 1951 г.]. Определение пористости глинистых пород из буровых скважин на глубине 4 км показывает, что она обычно не превышает 5—6 %. Таким образом, наблюдение в природе и опыты в лаборатории дают согласованные результаты.

При обжати глинь более высокими нагрузками наблюдается расхождение между опытными и природными данными. Кембрийская глина, обжатая нагрузкой 300 МПа, что соответствует погружению на глубину 10 км, имела пористость 7 %, в то время как пористость глинистых пород на таких глубинах всего 1—2 %. В этом случае сказывается кратковременность лабораторных опытов, в то время как в природных условиях глинистые породы находятся под нагрузкой миллионы лет.

Глинистые частицы имеют чешуйчатую или листовую форму и под давлением ориентируются наиболее развитой поверхностью (001), вследствие чего плотно прилегают друг к другу и образуют агрегаты с ничтожной пористостью.

Изменения глинистых пород в процессе уплотнения могут быть проиллюстрированы конкретными цифрами. Так, по данным Н. Б. Вассоевича [11] при начальной пористости глинистых пород на поверхности земли 50 % пористость на глубине 5 км уменьшается до 2—4 % (рис. 24). Кривая уплотнения глинь рассчитана по определениям пористости в ряде глубоких скважин Кавказа и Предкавказья.

Пористость палеоген-неогеновых глин Венесуэлы в интервале от поверхности земли до глубины 2 км уменьшилась от 35 до 10 % [В. Энгельгардт, 1964 г.] (рис. 25). Обобщенные сведения об уплотнении глинистых пород приводит В. Д. Ломтадзе (табл. 30).

Скорость уплотнения глинистых пород определяется давлением и скоростью отжатия поровых вод, т. е. коэффициентом фильтрации. Амплитуда изменения пористости может быть велика, а время уплотнения очень значительным, вплоть до миллио-

ТАБЛИЦА 30

Стадии изменения глинистых отложений

Показатель	Глинистый ил	Глина мягкая	Глина уплотненная	Аргиллит	Аргиллит сланцевый
Естественная влажность, %	80—75	80—30	35—12	15—3	3—4
Пористость, %	80—75	80—40	45—25	30—4	4—5
Объемная плотность скелета, г/см ³	0,6—0,8	0,8—1,4	1,35—1,90	1,90—2,65	2,65—2,75
Консистенция	Жидкая, вязкотекучая	Текучая, пластичная	Пластичная, полутвердая	Полутвердая	Твердая

нов лет. Наличие прослоев песчаных пород ускоряет процесс уплотнения.

Существует линейная зависимость между относительным поровым пространством и логарифмом глубины залегания глин:

$$m_{\text{отн}} = m'_{\text{отн}} - b' \lg t,$$

где $m_{\text{отн}}$ — относительный поровый объем на глубине t ; $m'_{\text{отн}}$ — то же, на глубине 1 м; b' — показатель сжимаемости глин [102].

Эта зависимость справедлива для глин и не проявляется в случае аргиллитов и глинистых сланцев. Другими словами, законо-

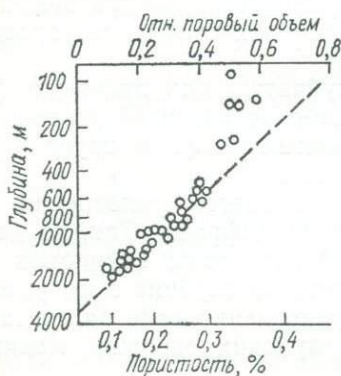


Рис. 25. Изменение пористости терригенных глин Венесуэлы с глубиной. По В. Энгельгардту [1964 гг].

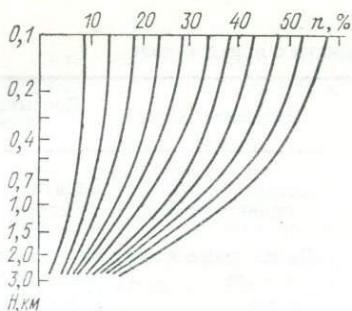


Рис. 26. Кривые изменения пористости глинистых отложений СССР. По М. Л. Озерской и др. [52].

мерность не проявляется, если глинистые породы подвергаются цементации и литификации.

М. Л. Озерская и Н. В. Подоба [52] установили аналогичную зависимость на основании изучения осадочных пород территории СССР. Изменение пористости пластичных (глинистых) пород с глубиной выражается уравнением

$$\bar{n} = n_{\max} e^{-0,45H},$$

где n_{\max} — начальная пористость у поверхности земли при $H=0$; H — глубина погружения. Чем больше начальная пористость у поверхности земли, тем больше изменение пористости с глубиной под воздействием гравитационного давления (рис. 26).

Физико-механические процессы приводят к уплотнению пород, увеличению их плотности и уменьшению пористости. Одновременно изменяется отношение пород к воде — размокание в воде (табл. 31). Однако высокая объемная плотность и малая пористость могут получиться в результате полной цементации. Это можно обнаружить при изучении пород в шлифах. Поэтому при анализе результатов определения пористости следует оперировать массовыми определениями, средними цифрами и учитывать данные микроскопии.

Приведенные выше материалы свидетельствуют о том, что при постепенном уплотнении резкое изменение свойств глинистых пород происходит во время перехода от глин к аргиллитам и от аргиллитов к глинистым сланцам. Эти рубежи отделяют этап раннего и среднего катагенеза от позднего катагенеза и поздний катагенез от стадии метагенеза. В то же время четких границ между диагенезом и катагенезом не наблюдается.

Процессы уплотнения всех остальных пород происходят по типу уплотнения зернистых или глинистых пород. Бокситы и мергели уплотняются подобно глинистым породам, обломочные известняки и другие породы обломочного генезиса, состоящие из твердых частиц, уплотняются подобно зернистым породам.

Уплотнение карбонатных пород происходит главным образом путем цементации — выполнения пор и пустот вторичным кальцитом, доломитом, кремнеземом (окремнение). Как было показано выше, карбонатные породы часто еще в диагенезе становятся

Пористость и отношение глинистых пород к воде

Порода	Пористость, %	Отношение к воде	Покрывающие осадки
Озерный ил, Старая Русса	78	Легко распу- скается в воде	Десятки санти- метров воды и ила
Глина аллювия Волги	50	Легко размокает в воде	Несколько мет- ров пород
Юрская глина, Нижнее По- волжье	42	То же	100—200 м пород
Каменноугольная глина, Под- московье	37	»	То же
Кембрийская глина	34	Размокает в воде	»
Глина верхнего мела Вайо- минга	23	То же	?
Аргиллиты среднекаменно- угольные, Донбасс, Лиси- чанск	10—12	С трудом размо- кают в воде	Более 4 км пород
Аргиллиты триаса Крыма	2—4	Не размокают в воде	Более 5 км пород
Аргиллиты среднекаменно- угольные, Донбасс, Щег- ловка	1—3	То же	Более 7 км пород
Глинистые сланцы среднека- менноугольные, Донбасс, г. Шахты	0,9—2	»	Более 10 км пород

сцементированными. Таким образом, процессы катагенеза являются естественным продолжением диагенетических. Имеют значение также полиморфное превращение арагонита в кальцит, которое также начинается еще в диагенезе, и перекристаллизация в твердом состоянии и с растворением. Продуктами растворения под давлением являются упомянутые выше стилолиты карбонатных пород. При росте давления проявляются пластические деформации: внутризерновое скольжение с трансляцией и двойникованием, скольжение между зернами — и усиливается перекристаллизация.

При уплотнении каждой конкретной породы проявляются свои индивидуальные черты, но принципиально это явления одного и того же порядка. Исключение составляют породы коллоидального генезиса и ископаемые угли.

В породах коллоидального генезиса (кремнистых и др.) первоначально отлагаются легкодеформируемые гелевые комочки, и первичная пористость незначительная. Старение коллоидов приводит к сокращению объема и появлению трещин синерезиса. Трещины заполняются аутигенными минералами, а основная коллоидная масса раскристаллизовывается. Такие породы уплотняются очень слабо.

Превращение торфа и сапропеля в ископаемый уголь сопровождается очень большим уплотнением. По мнению многих иссле-

дователей, степень уплотнения в среднем около 5, т. е. из 5-метрового слоя торфа может образоваться только метровый пласт угля. Однако это уплотнение следует рассматривать как механическое только на начальной стадии. Дальнейшее уплотнение происходит благодаря изменению строения молекул органических соединений — их дегидратации, отщеплению боковых цепей и выделению летучих компонентов (процесс физико-химический).

Уплотнение глинистых пород происходит на протяжении всей стадии катагенеза, причем наиболее интенсивное уплотнение приурочено к раннему и среднему катагенезу. Уплотнение зернистых пород как физико-механический процесс заканчивается на раннем катагенезе и продолжается в позднем катагенезе как физико-химический и химический процесс. Аналогичная картина наблюдается и в группе ископаемых углей.

И наконец, следует отметить зависимость свойств осадочных пород (и степени их уплотнения) от положения в геологических структурах (табл. 32).

Осадочные породы платформенных областей характеризуются меньшей плотностью и большей пористостью, складчатых областей — большей плотностью и меньшей пористостью. Эта закономерность проявляется постоянно как определенная тенденция и видна лучше, чем связь с возрастом пород. Однако возможны исключения, так как плотность и пористость определяются многими факторами, и в частности процессами цементации, которые при интенсивном развитии могут превратить и молодые породы платформ в плотные и слабопористые.

3. ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ПАРАГЕНЕЗЫ МИНЕРАЛОВ

В стадию катагенеза в осадочных породах одновременно и последовательно происходит: 1) преобразование обломочных зерен, 2) изменение аутигенных минералов, образовавшихся в предыдущие стадии, 3) образование новых минералов из растворов путем осаждения или метасоматического замещения. В большинстве случаев эти процессы осуществляются с привносом и выносом вещества.

Преобразование обломочных компонентов. Оно может идти разными путями. Первый путь — растворение под давлением в присутствии поровых растворов преимущественно щелочного характера в зернистых бесцементных породах, где зерна непосредственно соприкасаются друг с другом. Растворению подвергаются обломки вулканического стекла, эффузивных пород, кремнистых пород, кварца, полевых шпатов. Растворенное вещество здесь же отлагается, образуя регенерационные каемки на обломочных зернах, выполняя поры и пустоты. Частично оно выносится в соседние участки и слои. Однако растворенное вещество может полностью выноситься, образуя зону растворения и разрыхления пород, и отлагаться ниже или по латерали, создавая зону цементации,

Некоторые физические свойства осадочных пород территории СССР по данным М. Л. Озерской и др. [52]

Тип пород и параметры	Неогеновые породы		Палеогеновые породы		Меловые породы	
	Платформы	Складчатые области	Платформы	Складчатые области	Платформы	Складчатые области
Терригенные						
Плотность, г/см ³	1,90—2,20	1,90—2,40	1,80—2,50	2,10—2,55	1,70—2,35	2,34—2,62
Пористость, %	18—35	9—30	17—49	5—15	15—39	10—15
Скорость ультразвука, км/с	1,70—2,00	1,92—2,15	1,91—2,25	2,12—2,43	1,95—2,51	3,10—3,72
Карбонатные						
Плотность, г/см ³	1,85—2,50	1,91—2,50	2,00—2,40	2,40—2,50	1,90—2,10	2,60—2,75
Пористость, %	12—40	2—20	17—37	2—7	12—45	2—4
Скорость ультразвука, км/с	2,20—2,80	1,95—3,00	1,98—3,30	2,20—3,70	1,75—2,33	2,90—3,75
Кремнистые						
Плотность, г/см ³	1,30—1,50	—	1,40—1,80	—	1,70—2,00 (до 2,52)	—
Пористость, %	35—50	—	39—52	—	12—45 (до 2,0)	—
Скорость ультразвука, км/с	1,5—2,00	—	1,90—2,20	—	1,60 2,34 (до 2,5)	—

Примечание. В скобках данные для кремневых конкреций.

как это наблюдается на ВНК нефтеносных толщ. Растворение щелочных полевых шпатов обогащает растворы калием.

Таким путем возникают новообразования вторичного кварца, альбита, кислых плагиоклазов и щелочных полевых шпатов (главным образом микроклина). Эти процессы преобразования обломочных компонентов наблюдаются уже на этапе раннего—среднего катагенеза, но существенное значение приобретают значительно позже, на этапе позднего катагенеза и стадии метагенеза.

Второй путь — преобразование обломочных зерен на месте их нахождения путем метасоматоза. В нейтральных и щелочных условиях среды кислые плагиоклазы подвержены серицитизации. Источником калия являются поровые растворы, частично (до 3 %) калий содержится в самих плагиоклазах. Когда в растворах недостает калия, происходит альбитизация или цеолитизация кислых плагиоклазов с образованием по ним альбита и кальций-натриевых цеолитов (гейландита, морденита и др.). При наличии в растворах магния и железа кислые плагиоклазы преобразуются в альбит, эпидот, кальцит или в хлорит.

А. В. Копелиович [27], изучавший песчаники рифея Приднестровья считает, что альбитизация и цеолитизация кислых плагиоклазов подготавливаются давлением. Давление раздробляет и деформирует обломочные зерна и создает дефекты кристаллической решетки, что и является толчком перестройки структуры минералов.

Средние и основные плагиоклазы в нейтральных и щелочных растворах, обогащенных железом и магнием, преобразуются в агрегаты альбита, эпидота и серицита. В других случаях они замещаются кальций-натриевыми цеолитами (гейландит, шабазит, томсонит). Обломки вулканического стекла и эффузивных пород превращаются в хлорит и селадонит.

В сильнощелочных растворах наблюдается монтмориллонитизация вулканического стекла и плагиоклазов, однако этот процесс более характерен для стадии диагенеза и раннего катагенеза, так же как и каолинизация в кислой среде.

Пироксены и амфиболы не имеют существенного значения, так как являются аксессуарными минералами и неустойчивы — растворяются еще на этапе раннего катагенеза.

Мусковит отличается большой устойчивостью и встречается в осадочных породах разных стадий изменения. Преобразование мусковита происходит в кислой и щелочной среде. В кислой среде идет каолинизация мусковита, в щелочной — гидрослюдизация. При достаточно длительном процессе изменения мусковит переходит в гидрослюду диоктаэдрического типа или в каолинит. Однако наряду с этим значительная часть мусковита остается неизменной или слабо измененной.

Биотит — неустойчивый минерал и подвергается различным изменениям. Процессы изменения биотита изучались многими авторами [Н. В. Логвиненко, 1953 г.; Д. Н. Бобровник, 1954 г.; А. Г. Коссовская, 1955 г. и др.]. Результаты, полученные разными

исследователями, можно суммировать следующим образом. На стадии диагенеза биотит либо каолинизируется, либо гидрослюдизируется (вплоть до образования глауконита). На стадии раннего катагенеза эти процессы также наблюдаются. В щелочных условиях среды биотит обесцвечивается, переходит в яблочно-зеленые и зеленые слюды и далее в гидробиотит — вермикулит, хлорит и гидрохлорит. При этом выносятся железо, магний, титан и щелочи, которые здесь же на листочках слюды или поблизости в благоприятных условиях образуют кристаллики пирита, сидерита, минералов двуокиси титана. При пульсационном изменении условий среды гидробиотиты и вермикулиты дают начало смешаннослойным минералам.

В кислых условиях среды биотит переходит в каолинит. Замещение биотита каолинитом наблюдается очень часто.

Описаны также процессы аморфизации биотита [А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, 1955 г.], однако они наблюдаются также при выветривании и диагенезе.

Глинистые минералы в осадках и осадочных породах обломочного генезиса могут быть представлены практически всеми известными видами гидрослюд (1M, 1Md, 2M₁ и др.), минералами группы каолинита, монтмориллонита, хлорита, магниезиальными водными силикатами, смешаннослойными образованиями и др. Это связано с тем, что при образовании осадков и осадочных пород подвергаются размыву различные породы, в том числе и осадочные и коры выветривания. Попадая в осадок и осадочную породу, они изменяются, если условия среды резко отличаются от той обстановки, где эти минералы образовались, или сохраняются без существенных изменений, когда эти условия такие же или близкие. Например, каолинит, поступающий в озерно-болотные обстановки из кор выветривания гумидной зоны, сохраняется без изменений, а в морских осадках подвергается гидрослюдизации. На этапе раннего катагенеза, как правило, не происходит заметного изменения каолинита, а в позднем катагенезе при повышенных температурах и давлении в присутствии щелочных растворов происходит его гидрослюдизация.

Изменение аутигенных минералов, образовавшихся в стадию седиментогенеза и диагенеза. В осадочном процессе важную роль играют коллоиды. Осаждение коллоидальных веществ происходит в седиментогенезе и диагенезе. Раскristаллизация коллоидов начинается в стадию диагенеза и продолжается и завершается в стадию катагенеза. В результате раскristаллизации коллоидов образуются следующие минералы: гидрогетит, гетит, гидрогематит, гематит, халцедон, кварцин, вторичный кварц, курсит, подолит, апатит, ряд глинистых минералов и некоторые другие.

Седиментационные и диагенетические карбонаты, как правило, представлены пелитоморфными или микрозернистыми образованиями, сферолитами, оолитами, сгустками, пеллетами, скоплениями различных органических остатков, в той или иной степени измененных. Эти образования постепенно начинают изменяться

с изменением состава в случае привноса и выноса вещества или без изменения состава. Одним из наиболее распространенных способов изменения является перекристаллизация — укрупнение кристаллов, превращение пелитоморфных карбонатов в зернистые. В присутствии поровых вод под давлением идут растворение и стилолитизация (см. выше). Растворы, несущие магний и железо, взаимодействуя с кальцитом, дают начало доломиту, анкериту и т. п. На стадии катагенеза завершаются полиморфные превращения арагонита в кальцит и распад высокомагнезиального кальцита.

Таким образом, стадия катагенеза получает от предыдущих стадий разнородное наследство, содержащее как аутигенные, так и различные обломочные минералы. В стадию катагенеза этот материал начинает изменяться. На раннем этапе катагенеза преобладают изменения деградационного характера, на позднем этапе — аградационного. Так, существенные изменения глинистых минералов, как обломочных, так и аутигенных, начинаются в стадии позднего катагенеза.

Гидрослюдизация каолинита — привнос и закрепление щелочей с одновременной дегидратацией, гидрослюдизация монтмориллонитов. Новообразованные слюды все диоктаэдрические. Процессы гидрослюдизации осуществляются через переходную фазу смешаннослойных минералов гидрослюда — монтмориллонит, гидрослюда — монтмориллонит — хлорит, неупорядоченные и упорядоченные.

При наличии в поровых водах железа и магния развиваются процесс хлоритизации монтмориллонитов и монтмориллоноидов, а также изменение хлоритов — рост их магнезиальности.

Образование минералов из растворов. Оно возможно при наличии свободного пространства и высокой концентрации растворов, способствующей насыщению. Такие условия на стадии катагенеза существуют (см. выше). В зоне катагенеза присутствуют минерализованные растворы и даже рассолы, пористость пород достаточно высокая, имеются трещины отдельности и др. Образование минералов происходит в порах и трещинах. Таким путем образуются карбонаты кальция, магния, железа, сульфаты, минералы кремнезема, цеолиты и некоторые другие.

Осаждение из растворов широко развито в породах, состоящих из легкорастворимых минералов — карбонатных, сульфатных и др., особенно в отложениях солей, где часто возникают жилы гипса, галита, полигалита, каинита и других солевых минералов, выполняющих трещины во вмещающих породах — песчаниках, алевролитах, глинах.

Наряду с непосредственным осаждением из растворов наблюдается замещение более растворимых минералов менее растворимыми элизонными водами (или инфильтрационными), отжатыми из глинистых слоев. Так, например, часто происходит разубоживание калийных горизонтов благодаря замещению карналлита и сильвина галитом.

Изучение включений в солевых минералах показало, что растворы стадии катагенеза были кислыми — рН менее 5,5, Eh от +250 до —130 мВ и температура до 200 °С [О. И. Петриченко, 1982 г.].

Парагенезы минералов. Одним из наиболее важных факторов, определяющих характер аутигенных новообразований, является первичный минеральный состав осадочных пород. Поэтому минеральные парагенезы рассматриваются нами по типам пород.

В мономинеральных кварцевых породах главными аутигенными минералами являются опал, халцедон, кварцин, вторичный кварц. Кварцевые песчаники с кремнистым цементом широко распространены среди отложений различного возраста (палеоген и неоген Украины, мезозойские и палеозойские отложения Западно-Сибирской низменности, Тимано-Печорской провинции и др.).

При наличии примесей в кварцевых песчаниках к минералам кремнезема добавляются в породах морского происхождения монтмориллонит или гидрослюда, карбонаты (главным образом кальцит). В породах континентального происхождения (аллювиального, озерного и др.) к минералам кремнезема в цементирующем веществе прибавляются каолинит, галлуазит, гидроокислы железа, реже карбонаты и сульфаты.

Возможны следующие парагенезы аутигенных минералов в мономинеральных кварцевых песчаниках и алевролитах:

- Опал, халцедон, кварцин
- Халцедон, кварцин, вторичный кварц
- Халцедон, кварцин, вторичный кварц (лимонит, гидрогетит) *
- Халцедон, вторичный кварц (гидрослюда, монтмориллонит)
- Халцедон, вторичный кварц (гидрослюда, монтмориллонит, кальцит),
- Халцедон, вторичный кварц + реликтовые минералы диагенеза — глауко-нит, пирит, сидерит, фосфаты кальция
- Халцедон, вторичный кварц (каолинит)
- Халцедон, вторичный кварц (лептохлориты, карбонаты)
- Вторичный кварц (гидрослюда)
- Вторичный кварц (гидрослюда, монтмориллонит, кальцит)
- Вторичный кварц (гематит)

В полевошпатово-кварцевых и аркозовых зернистых породах наряду с минералами кремнезема широко развиты каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные минералы, полевые шпаты (главным образом альбит и кислые плагиоклазы), карбонаты, реже хлориты, цеолиты, минералы группы эпидота (акцессорные или второстепенные).

Обычно наблюдаются такие парагенезы аутигенных минералов:

- Халцедон, вторичный кварц, гидрослюда (альбит, олигоклаз)
- Халцедон, вторичный кварц, гидрослюда, монтмориллонит (смешаннослойные фазы)
- Халцедон, вторичный кварц, монтмориллонит, кальцит

* В скобках показаны минералы-примеси, присутствующие в ничтожном количестве.

Халцедон, вторичный кварц, хлорит, кальцит
Вторичный кварц, гидрослюда (альбит, олигоклаз)
Вторичный кварц, щелочные полевые шпаты, цеолиты

В зернистых породах грауваккового типа значительную роль среди аутигенных новообразований играют хлориты, цеолиты, карбонаты. В граувакках встречаются следующие парагенезы аутигенных минералов:

Анальцим, морденит (гейландит), хлорит, карбонаты (кальцит, реже доломит и др.)

Опал, халцедон, вторичный кварц, карбонаты (щелочные полевые шпаты)

Вторичный кварц, хлорит, кальцит (эпидот, альбит, сколецит)

Халцедон, вторичный кварц, гидрослюда, хлорит, ломонит, кальцит (эпидот, доизит, альбит)

Халцедон, вторичный кварц, гидрослюда, хлорит (эпидот, альбит)

Халцедон, вторичный кварц, гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные минералы

Парагенезы аутигенных минералов вулканогенных граувакк отличаются от всех, описанных выше, большим разнообразием и постоянным присутствием цеолитов:

Вторичный кварц, гейландит, анальцим, хлорит и, возможно, кальцит

Анальцим, шабазит, томсонит, монтмориллонит, кальцит

Халцедон, вторичный кварц, морденит

Вторичный кварц, хлорит, шабазит, стильбит

Вторичный кварц, хлорит, ломонит (альбит, эпидот)

Приведенные выше ассоциации с монтмориллонитом и смешаннослойными минералами

В глинистых породах этап раннего катагенеза характеризуется присутствием всех типов глинистых минералов: каолинита, гидрослюд, монтмориллонита, хлорита и различных смешаннослойных минералов. Часть из них несомненно является реликтовыми минералами, унаследованными от стадии диагенеза, другие — новообразованиями катагенеза. На этапе позднего катагенеза начинается заметная гидрослюдизация и хлоритизация глинистых минералов основной массы глинистых пород и цемента зернистых. Наиболее распространенными парагенезами являются:

Гидрослюда 1М, монтмориллонит, хлорит Ib, 14А, $\beta=90^\circ$

Гидрослюда 1М, монтмориллонит, смешаннослойные фазы

Гидрослюда 1М, каолинит, галлуазит

Каолинит, гидрослюда монтмориллонит, смешаннослойные фазы

Те же ассоциации минералов с постепенным исчезновением каолинита, монтмориллонита и смешаннослойных фаз, заметным увеличением количества гидрослюд, появлением высокотемпературных политипов гидрослюд (2M₁) и хлоритов (IIb, 14А, $\beta=97^\circ$)

В кремнистых породах — диатомитах, диатомовых — кремнистых сланцах и др. — по рентгеноаморфному опалу органических остатков и цемента (опал А) развивается опал С/Т, описанный в миоценовых кремнистых сланцах Калифорнии [J. Murata, a. Larson, 1975 г.; J. Murata, Y. Nakata, 1974 г.], в миоценовых отложениях Камчатки [18] и ряде других регионов. Здесь имеют место такие парагенезы:

Опал А, опал С/Т
Опал А, опал С/Т, халцедон, кварц
Опал С/Т, халцедон, монтмориллониты, цеолиты
Опал С/Т, халцедон, кварц, монтмориллонит, пирит (главным образом диагенетический — реликтовый)

В стадию катагенеза продолжается изменение карбонатных пород: превращение арагонита в кальцит, завершение распада высокомагнезиального кальцита и перекристаллизация. В раннем и среднем катагенезе перекристаллизация происходит главным образом с растворением и последующим отложением новых твердых фаз из растворов без изменения химического состава и с изменением — доломитизация, анкеритизация и др. Широко развит процесс стилолитизации, особенно в породах, содержащих примесь глинистого вещества и ОВ (см. выше стилолитизацию на ВНК в нефтеносных толщах).

Вместе с тем в плотных известняках, лишенных поровых и интерстиционных вод, вторичные изменения проявляются слабо. Так, например, в угленосных отложениях среднего карбона Донецкого бассейна интенсивность вторичных изменений растет с северо-запада на юго-восток, достигая максимума в антрацитовых районах бассейна, а пелитоморфные (микритовые) известняки не испытывают заметных изменений [Н. В. Логвиненко, 1953 г., 1957 г.].

В отличие от обломочных пород, где стилолиты появляются только на стадии позднего катагенеза, в карбонатных породах они широко развиты уже на раннем этапе катагенеза. Наряду с перекристаллизацией — укрупнением и разрастанием зерен в известняках наблюдается и противоположный процесс — грануляция, связанная, вероятно, с механическими воздействиями. Наблюдаются такие парагенезы аутигенных минералов:

Кальцит I (пелитоморфный), кальцит II (зернистый), реликты высокомагнезиального кальцита и арагонита

Кальцит I, кальцит II, доломит

Доломит I (пелитоморфный), доломит II (зернистый)

Кальцит I, кальцит II, железистый доломит, анкерит

Кальцит I, кальцит II, халцедон, вторичный кварц

Кальцит I, кальцит II, вторичный кварц, альбит

Кальцит I, кальцит II, гидрослюда, монтмориллонит, палыгорскит (главным образом диагенетический — реликтовый)

Кальцит I, кальцит II, монтмориллонит, цеолиты

Кальцит II, пирит (реликтовый и вторичный)

Изменение ископаемых углей происходит в общем быстрее, чем других пород, минеральное вещество является более консервативным по сравнению с органическим, однако индивидуализация органического вещества в новом минеральном виде происходит лишь на самой поздней стадии изменения (графитизация в позднем метагенезе). Поэтому представление о степени изменения ископаемых углей может быть получено на основании химических анализов (содержание углерода, выход летучих), а также на основании петрографических и структурных исследований.

На стадии раннего и среднего катагенеза ископаемые угли изменены слабо — это бурые угли и каменные типа длиннопламенных и газовых. Содержание углерода в них не более 85 %, выход летучих 50—35 %. Структурные исследования показывают, что в таких углях наблюдается так называемая открытая структура [Р. В. Hirsch, 1954 г.]. Уголь состоит из плоских гексагональных сеток углерода — ламель, ламели ориентированы беспорядочно и соединены поперечными связями (различные радикалы и функциональные группы), имеется много ультрамикроскопических пор. Это находит отражение в физических свойствах углей. Одним из важных показателей является отражательная способность витринита, которая для бурых углей менее 0,5—0,45, длиннопламенных — 0,5—0,6, газовых — 0,6—0,9.

На стадии позднего катагенеза появляются спекающиеся угли (паровичные жирные, коксовые, отощенные спекающиеся) с содержанием углерода 85—91 % и выходом летучих 35—17 %. Такие угли имеют жидкую структуру: плоские сетки углерода — ламели приобретают некоторую ориентировку, поперечных связей

ТАБЛИЦА 33

Подразделение стадий изменения осадочных пород

Принятое авторами	Н. Б. Вассовевич [12]	С. Г. Неручев и др.		ГОСТ 21489—76		
		[5] $R_{им}^{\circ}$, %	n	$R_{им}^{\circ}$, %	$10R_{в}^{\circ}$, усл. ед.	
Диагенез	Диагенез	Диагенез		—		
Ранний катагенез	Протокатагенез	ПК1 ПК2 ПК3	<0,45	<1,72	0,30—0,39	58—66
Средний катагенез	Мезокатагенез	МК1	0,45—0,60	1,72—1,76	0,40—0,49	67—69
		МК2	0,60—0,85	1,76—1,81	0,50—0,84	70—82
Поздний катагенез		МК3	0,85—1,15	1,81—1,88	0,85—1,14	83—90
		МК4	1,15—1,55	1,86—1,90	1,15—1,49	91—97
		МК5	1,55—2,00	1,90—1,97	1,50—1,99	98—107
Ранний метагенез	Апокатагенез	АК1	2,00—2,50	1,96—2,00	2,00—2,49	108—116
		АК2	2,50—3,50	1,99—2,02	2,50—4,40	117—138
Поздний метагенез		АК3	3,50—5,00	2,00—2,02	4,40—5,50	139—150
		АК4	5,00—6,00	2,02—2,06	>5,50	>150

Примечание. n — показатель преломления; R° — отражательная способность витринита.

между ними очень мало, пористость практически отсутствует [Р. В. Hirsch, 1954 г.]. Отражательная способность витринита у паровичных углей 0,9—1,15, коксовых — 1,15—1,50, отощенных спекающихся — 1,5—2,0.

В ископаемых углях присутствуют такие парагенезы минералов:

ОВ основной массы, органические минералы — ретинит, ретинасфальт, пирретинит, продукты изменения смол — гартит, рефикит, парафины. Большинство перечисленных минералов образовалось еще в диагенезе.

ОВ, опал, халцедон, кварцин, вторичный кварц

ОВ, сульфиды железа, в основной массе диагенетические и по трещинам — вторичные

ОВ, карбонаты, в основной массе диагенетические, по трещинам и порам — вторичные

ОВ, каолинит, гидрослюда

По физическим свойствам органического углистого вещества Н. Б. Вассоевич [1983 г.] подразделяет стадию катагенеза на три подстадии — протокатагенез, мезокатагенез и апокатагенез, которые в свою очередь делятся на 3, 5 и 4 градации. Основанием для такого дробного подразделения являются значения отражательной способности витринита и его показатели преломления. Апокатагенез в этой схеме отвечает нашей стадии метагенеза (табл. 1, 33). Примерно такую же схему деления катагенеза предложил М. Е. Каплан [1970 г.].

Наряду с прогрессивным (погружение) выделяют и регрессивный (поднятие) катагенез, однако для этого нет еще достаточных оснований.

II. ОКЕАНЫ

1. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Зона катагенеза в океанах располагается в низах первого слоя океанической коры — слоя неконсолидированных осадков и в верхней части второго слоя океанической коры. Верхняя граница зоны катагенеза проходит на глубинах от 100 до 1000—1200 м ниже поверхности дна, а положение нижней границы достоверно неизвестно.

Зона катагенеза океанов включает в себя отложения палеогена, мела и юры на океанской платформе, неогена, палеогена, мела, юры в приконтинентальной полосе и в окраинных морях, а также на поднятиях ложа океана. Вблизи срединно-океанических хребтов, в зонах трансокеанских разломов и в глубоководных желобах верхняя граница зоны катагенеза может располагаться в самой верхней части первого слоя океанической коры в плиоценовых и даже плейстоценовых отложениях на глубинах порядка 100—200 м.

Температура. Средний геотермический градиент в осадочном чехле океанов около 6—7 °С/100 м. При таком градиенте на глу-

бине 1000 м следует ожидать температуру 60—70 °С. Непосредственное определение температуры в забое буровых скважин показало близкие значения. Так, в скв. 222 в Индийском океане на глубине 1300 м температура 51,5 °С. В областях срединно-океанических хребтов и зон разломов температура значительно выше, выше она и в зонах активных окраин и особенно вблизи островных дуг. В скв. 456 в районе Марианской впадины обнаружены повышенный тепловой поток и геотермический градиент 9 °С/100 м.

Таким образом, в зоне катагенеза океанов максимальная температура, вероятно, не превышает 120 °С на обширных простран-

ТАБЛИЦА 34

Состав поровых вод (по данным DSDP), г/кг

Глубина от поверхности дна, м	pH	Соленость, %	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Состав осадков и пород
Скв. 459, Филиппинское море, глубина 4121 м, 17°51' с. ш., 147°18' в. д.							
6	7,6	35,2	19,4	2,90	1,09	4,97	Кокколитовый ил, плейстоцен, миоцен
94	8,2	35,8	19,9	2,60	2,40	3,20	
218	7,7	36,0	20,0	2,59	3,60	1,90	Мел, аргиллиты, туфы, миоцен — олигоцен
474	7,6	37,4	20,5	2,79	5,94	0,51	
551	7,5	36,8	20,2	2,72	6,02	0,21	Аргиллиты, эоцен
Скв. 192, глубина 3014 м, 53°00' с. ш., 169°42' в. д.							
28	7,7	34,4	19,5	0,87	0,35	1,11	Диатомовый плейстоцен ил,
328	7,6	32,5	19,6	0,37	0,35	0,65	Диатомовый миоцен ил,

ствах ложа океана и только в областях высокого теплового потока может быть более высокой.

Давление. Давление нагрузки вышележащих отложений (литостатическое) в условиях океана сравнительно невысокое — от 5—10 до 40—50 МПа на океанской платформе и значительно выше в приконтинентальной полосе и в окраинных морях с мощной толщей осадочных образований. В случае если поровые воды осадков не имеют гидравлической связи с наддонными водами, давление может возрастать за счет веса столба воды на шельфе на 2—5 МПа, на ложе океана — на 50—60 МПа. Динамическое — стрессовое давление проявляется в зонах разломов и в глубоко-водных желобах, оценить его количественно затруднительно.

Поровые воды. Состав и концентрация поровых вод в зоне катагенеза океанов близки к составу и концентрации вод современного океана. С глубиной, как правило, наблюдаются увеличение содержания кальция и уменьшение содержания магния (табл. 34).

Физические свойства и аутигенные минералы осадочных образований океана

Номер скважины, координаты, глубина, м	Возраст	Осадочные образования и интервалы глубин, м	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Аутигенные минералы
471 23°28' с. ш., 112°29' з. д., 3101	Q — плиоцен	Глина с кокколитами и пеплом, 0—63	1,40—1,50	60—65	1,52—1,55	Опал А, кальцит, цеолиты, пирит
	Поздний миоцен	Диатомовая глина, 63—155	1,60—2,00	20—45	1,75—3,90	Опал С/Т, кальцит
	Поздний — средний миоцен	Аргиллиты, кремни, порцелланиты, 150—304				
	Поздний — средний миоцен	Аргиллиты с прослоями песчаника, 304—735	1,70—2,20	20—40	1,90—2,80	Кварц (?), сульфиды, смешаннослойная фаза, кальцит
		Металлоносные осадки, 730—741	—	—	—	
261 12°56' ю. ш., 117°53' в. д., 5667	Голоцен—плейстоцен	Глина с радиоляриями, 0—20	1,45—1,70	—	1,50—1,55	Окислы и гидроокислы железа и марганца, магнезиальный кальцит, кальцит
	Плиоцен	Кокколитовый ил, 20—120	1,70—1,76	—	1,50—1,60	
	Мел	Аргиллиты, 120—500	1,91—2,30	—	1,90—2,00	Железистые смектиты
	Юра (оксфорд — титон)	Коричневые аргиллиты, 500—530 Базальты, 530—532	>2,40—3,50	—	1,80—2,40	
462 7°14' с. ш., 165°01' в. д., 5181	Плейстоцен — ранний миоцен	Фораминиферово-кокколитовый ил, 0—342	1,24—1,99	58—84	1,51—1,68	Кальцит, аморфная фаза, смешаннослойная фаза
	Эоцен	Кокколитовый мел, 342—390				
184 53°42' с. ш., 170°55' з. д., 1910	Эоцен	Известняк, кремнефельд известняк, 390—466	2,00—2,86	50—30 (до 8)	1,85—5,00	Смешаннослойная фаза, халцедон, кварц, клиноптилолит, палыгорскит, железистые смектиты, сапонит
	Маастрихт — кампан	Кремнистые аргиллиты, 466—560				
	Альб — сеноман	Переслаивание базальтов с аргиллитами, 560—607				
	Плейстоцен — поздний миоцен	Диатомовый ил, 0—600	1,48—1,57	80—85	1,58	Аморфная фаза, пирит, смектиты (?)
199 13°30' с. ш., 156°10' в. д., 6090	Средний и поздний миоцен	Аргиллиты и алевролиты, 600—973	1,96—2,20	60—70	2,10—2,90	Кристаллит, тридимит, клиноптилолит, пирит
	Ранний плиоцен — миоцен	Цеолитная красная глина, 0—143	1,40—1,60	80—83	1,80—1,60	Аморфная фаза, филлипсит, клиноптилолит
	Средний миоцен — олигоцен	Радиоляриевые и кокколитовые илы				Смектиты, филлипсит
		Турбидиты, 143—285	1,80—2,00	65—70	1,80—2,90 (кремни)	
464 39°51' с. ш., 173°53' в. д., 4637	Палеоцен — мел	Известняки и туфы, 285—565	1,80—2,50	60—40 (до 18 %)	2,90—3,00	Смектиты, клиноптилолит
	Плейстоцен, плиоцен, миоцен, поздний мел	Красная кремнистая глина, 0—100	1,20—1,34	—	1,50—1,52	Аморфная фаза, опал С/Т (появляется на глубине 75 м при температуре 6 °С)
	Сеноман — апт	Порцелланиты, кремни, кремнефельдные известняки, 100—200	2,35	—	2,35—3,00	Кварц, халцедон
		Базальт	—	—	—	

В породах, содержащих ОВ, благодаря сульфатредукции в стадию диагенеза возникает дефицит сульфатного иона. Так, например, в скв. 184 (Берингово море, глубина 1910 м), на глубине 600 м, на границе зоны диагенеза и катагенеза содержание сульфатного иона 1,16 г/кг, в то время как в морской воде его 2,70 г/кг.

Исключение составляют места подтока пресных подземных вод с суши или растворение солей соляных куполов на морском дне, где наблюдается либо распреснение либо осолонение и, наконец, захоронение высокоминерализованных вод древних эвапоритовых бассейнов.

Органическое вещество. Характер распределения ОВ в кайнозойских и мезозойских отложениях океана в общем близок к таковому в современных отложениях. ОВ больше концентрируется в приконтинентальной зоне и меньше на ложе океана, высокие концентрации ОВ наблюдаются в областях древних апвеллингов. Примером этого являются меловые отложения Атлантического океана у берегов Африки и др. С распределением ОВ тесно связаны параметры рН и Eh в поровых водах и породах.

В зоне катагенеза океанов терригенные породы представлены глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, редко песками, карбонатные породы — мелом, известняками, окремнелыми известняками, известняками с кремнями, карбонатными глинами и аргиллитами, кремнистые породы — диатомитами, радиоляридами, спонголитами, порцелланитами, кремнями, кремнистыми глинами и аргиллитами.

В стадию катагенеза продолжается уплотнение осадочных пород и происходят различные процессы минералообразования.

2. ПРОЦЕССЫ УПЛОТНЕНИЯ

Гравитационное уплотнение пород под влиянием нагрузки вышележащих слоев продолжается в катагенезе — это физический процесс сближения частиц, увеличения числа контактов между зернами, уменьшения пористости и отжима поровых вод. В чистом виде этот процесс возможен только в пластичных глинистых породах, насыщенных водой. Развитие цементации может полностью приостановить уплотнение как физический процесс и вместе с тем повлечет дальнейшее уплотнение — уменьшение пористости, увеличение плотности и скорости распространения ультразвука. Таким образом, уплотнение продолжается, но другим способом (табл. 12, скв. 164; табл. 35, скв. 261).

Уплотнение карбонатных отложений уже в диагенезе происходило с определяющей ролью физико-химических и химических процессов (гл. I), и, следовательно, в катагенезе их роль еще более возрастает.

Цементация, полиморфные превращения, перекристаллизация являются главными факторами при уплотнении карбонатных пород, определяющими степень и темп уплотнения. На рис. 27 и 28

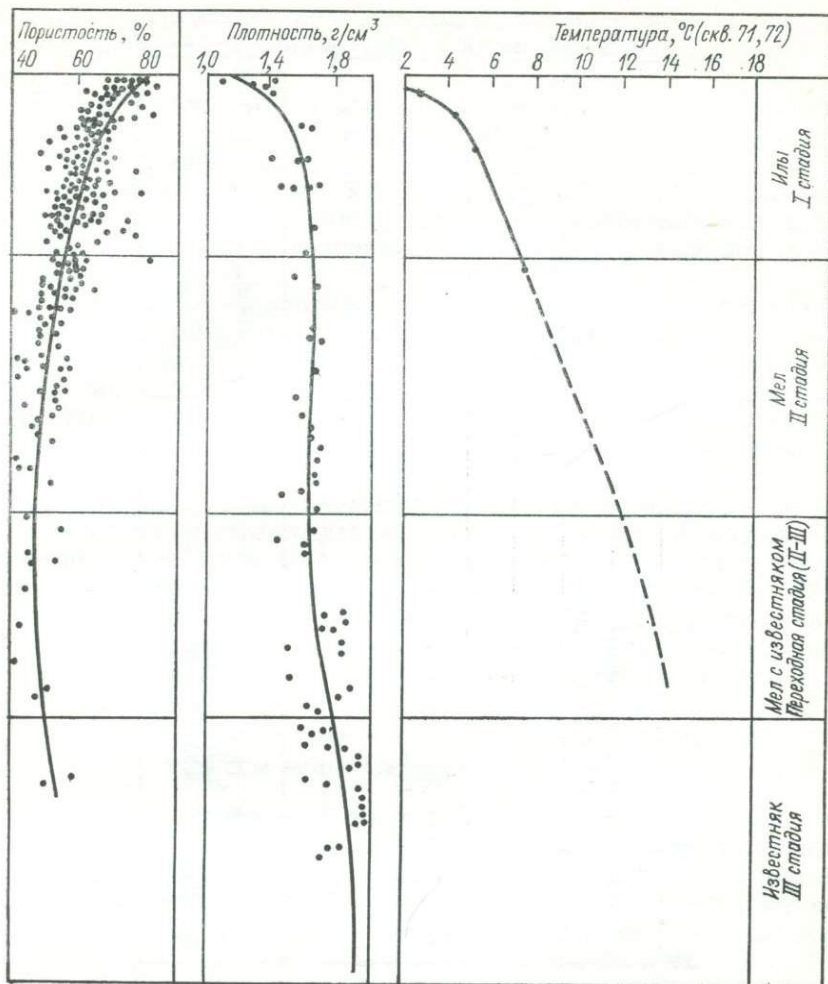


Рис. 27. Изменение физических свойств карбонатных отложений скв. 167 на поднятии Магеллана в Тихом океане. По С. Шлянгеру [100].

показано изменение пористости, плотности, влажности и скорости распространения ультразвука в скв. 167 (поднятие Магеллана) и 463 (горы Маркус-Неккер в Тихом океане), прошедших мощную толщу карбонатных отложений от современных до меловых. Рисунки показывают уменьшение темпа уплотнения с глубиной и вместе с тем большой разброс значений пористости и плотности, связанный с неравномерностью изменений.

Уплотнение кремнистых отложений (диатомовые и радиоляриевые илы) в диагенезе происходит незначительно (табл. 16, скв. 192 и табл. 35, скв. 184), и основной скачок наблюдается при

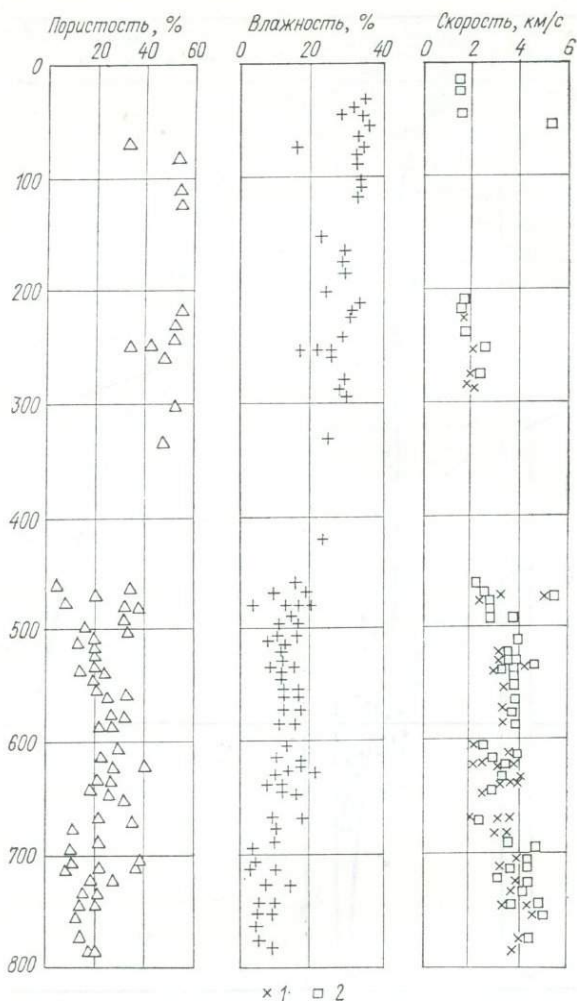


Рис. 28. Изменение пористости и плотности карбонатных отложений скв. 463 вблизи гор Маркус-Неккер в Тихом океане. По материалам DSDP 1969—1982 гг. Скорость ультразвука: 1 — перпендикулярно к напластованию, 2 — параллельно ему.

превращении осадка в породу. Дальнейшее уплотнение пород происходит также замедленными темпами, о чем можно судить по высокой пористости и незначительной плотности диатомитов и диатомовых аргиллитов (табл. 16, скв. 434 и табл. 35, скв. 184).

Таким образом, уплотнение в стадию катагенеза океанических пород продолжается и в зависимости от типа пород, как правило, замедляется, а сам процесс уплотнения видоизменяется — меха-

ническое уплотнение сменяется физико-химическими и химическими взаимодействиями между компонентами пород и поровыми водами.

Вместе с тем в отдельных случаях, как, например, в скв. 462, 471 и 463, темп уплотнения в диагенезе и катагенезе сохраняется на близком уровне (табл. 35, рис. 28).

Для морских и океанических пород имеет значение давление столба воды в случаях, когда вследствие цементации или других причин прекращается гидравлическая связь поровых вод с наддонными (см. гл. I).

Прекращение гидравлической связи поровых вод с наддонными* и невозможность их дальнейшего отжатия, вероятно, являются одной из основных причин появления аномально высокого пластового давления (АВПД). Другие причины — высвобождение воды при гидрослюдизации монтмориллонита, образовании метана и других газов в породах, содержащих ОВ, имеют второстепенное значение.

Сравнивая степень уплотнения осадочных пород океана и континентов, можно утверждать, что породы зоны катагенеза океанов заметно меньше уплотнены, чем аналогичные породы на континентах. Так, глины, аргиллиты, песчаники, мел, известняки имеют пористость, как правило, 30—60, редко 20—30 % и меньше, в то время как в породах континентов она заметно ниже, естественно, при большом разбросе значений в том и другом случае (табл. 32, 36).

3. ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Терригенные породы. В зоне катагенеза океанов при повышенном давлении и температуре в присутствии минерализованных растворов в терригенных породах происходят коррозия и растворение неустойчивых минералов, их трансформация, а также синтез минералов из растворов поровых вод и химическое осаждение.

Преобразование обломочных компонентов. Растворения обломочных минералов кварца и полевых шпатов под воздействием литостатического давления в зоне катагенеза океанов, как правило, не происходит. Просмотр многочисленных шлифов песчаников и алевролитов показал отсутствие растворения, наблюдается только незначительная коррозия зерен в контакте с карбонатным и гипсовым цементом.

В большинстве случаев песчаники и алевролиты зоны катагенеза океана, залегающие на глубине до 1000—1200 м от поверхности дна, имеют висячие обломочные зерна, т. е. зерна не соприкасаются друг с другом и плавают в базально-поровом цементе

* Катагенез пород океана осуществляется под мощной толщей воды. В связи с этим следует отметить неприменимость одного из первых определений сущности катагенеза А. Е. Ферсмана: «Катагенез пород обнимает... приспособления минералов к новым условиям вне залегания их под поверхностью водного бассейна» [69, с. 30].

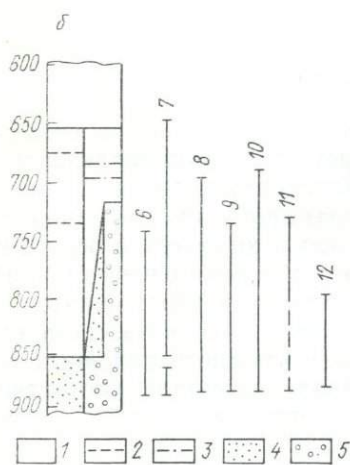
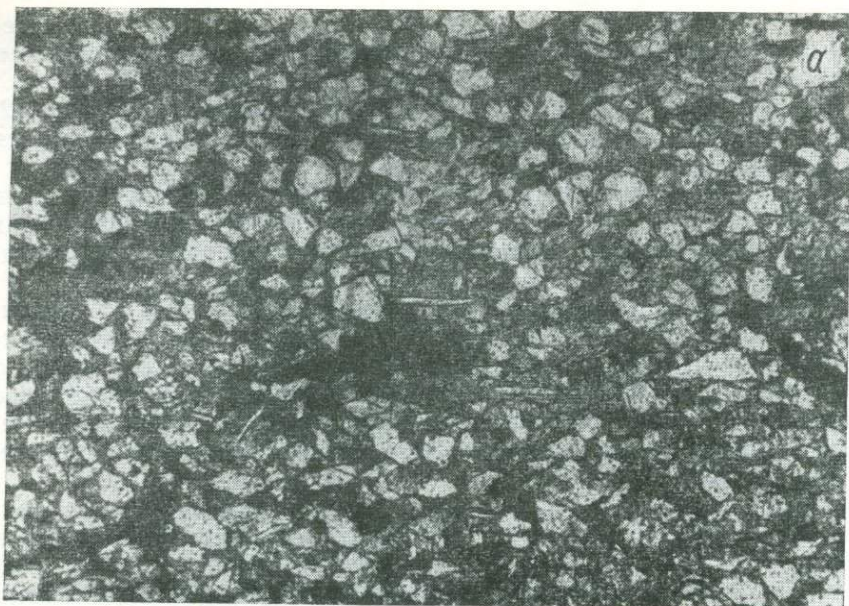


Рис. 29.

a — песчаник тонкозернистый с карбонатно-глинистым цементом. Фото Е. А. Поповой. Скв. 398, DSDP, Атлантика, Галисийская банка, глубина воды 3910 м, от поверхности дна 1690 м (гортив-баррем). Увеличение 30 при одном микроскопе.

b — схема вторичных изменений. Скв. 445, DSDP, рейс 58, Филиппинское море. Эоцен. 1 — нанофоссиловые известняки; 2 — аргиллиты; 3 — песчаные аргиллиты; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — кальцит замещает плагноклазы и обломки эффузивов; 7 — поровая цементация кальцитом; 8 — контакты давления; 9 — окремнение обломков эффузивов; 10 — перекристаллизация карбонатных зерен; 11 — спаритовый кальцит выполняет поры; 12 — перекристаллизация кальцита цемента.

(рис. 29, *a*). Или же зерна соприкасаются друг с другом, контакты точечные и протяженные.

Д. Врайс Клейн и др. [G. de Vries Klein et al., 1979 г.] отмечают появление на глубине более 800 м в терригенных породах эоцена контактов давления (pressure welding) или конформных (выпукло-вогнутых по нашей терминологии) между обломочными зернами известняков (скв. 445 DSDP в Филиппинском море). Ха-

рактер процессов катагенеза в этих породах изображен на рис. 29, б.

В терригенных породах океанов не обнаружены микростилолитовые швы и микростилолитовые сочленения зерен вследствие относительно невысокого литостатического давления. Однако раздробление части зерен отмечается в нарушенных породах зон субдукции.

Изменение полевых шпатов происходит химическим — метасоматическим путем — серицитизация плагиоклазов, цеолитизация основных плагиоклазов и образование по ним альбита и щелочных полевых шпатов, реже отмечается слабое растворение.

Цветные слюды подвержены гидратации, гидрослюдизации и обесцвечиванию с выносом железа, титана, щелочей, а также хлоритизации. По трещинам спайности биотита часто встречается пирит, но он, вероятно, образовался еще в стадию диagenеза. По пироксенам иногда наблюдается образование смектитов и окислов железа. Растворение роговых обманок отмечается в породах некоторых скважин глубоководного бурения (скв. 492), но обычно об этом можно судить по косвенным признакам — чем глубже, тем меньше роговых обманок. На таком же основании можно говорить о растворении вулканического стекла, хотя основным направлением трансформации стекла является образование по стеклу смектитов и цеолитов.

Преобразование биогенных компонентов. Кремнистые органические остатки — скелеты радиолярий, панцири диатомей, спикули губок часто замещаются опалом С/Т, халцедоном и кварцем. Однако в карбонатных породах наблюдаются многочисленные случаи, когда радиолярии замещены спаритовым кальцитом. Иногда замещением скелетов радиолярий зернистым (спаритовым) кальцитом отмечают и в терригенных породах.

Карбонатные органические остатки подвержены растворению или перекристаллизации: по арагониту кораллов и халимед развивается зернистый или фибровый кальцит, а членики кринноидей и пластинки морских ежей, состоящие из монокристаллов, подвергаются микритизации, а также замещению кремнеземом. Причины таких вариаций пока еще не нашли удовлетворительного объяснения. Высказываются предположения, что кремнезем стремится в места с пониженным рН, а бикарбонаты — в места с повышенным рН, где и осаждаются.

Осаждение и синтез минералов из растворов. В поровых водах океанических пород на глубине более 500—600 м ниже поверхности дна содержание кальция в 5—6 раз больше, чем в поровых водах осадков, и достаточно натрия, создаются условия для синтеза цеолитов, образования кальцита и других минералов. Наблюдается цементация обломочных пород карбонатами (обычно кальцитом, реже доломитом), иногда гипсом, совместно с которыми встречаются зернистые агрегаты филлипсита и клиноптилолита.

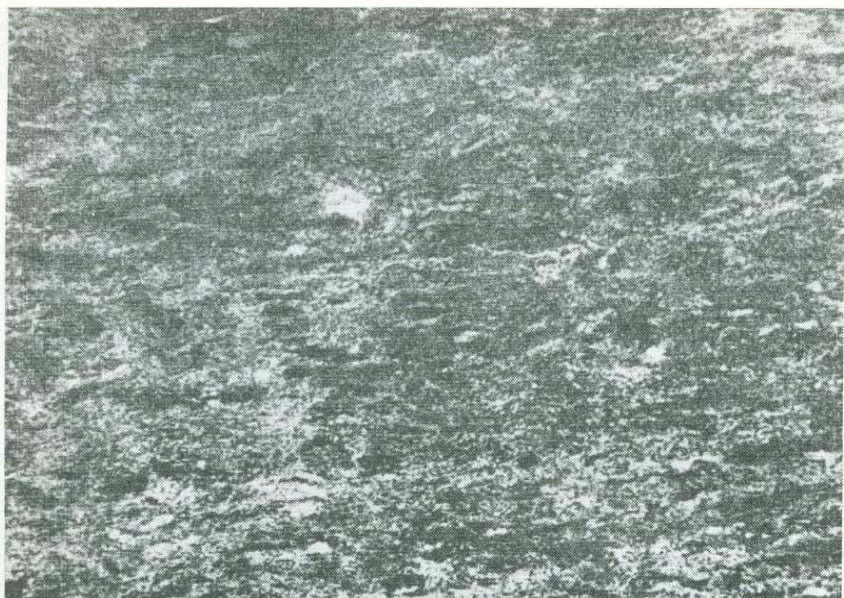


Рис. 30. Глина из толщи черных глин (баррем—альб).

Фото Е. А. Поповой. Скв. 387, DSDP. Атлантика, вблизи берегов Северной Америки, глубина воды 5117 м, от поверхности дна 560 м. Увеличение 30, при одном никеле.

Наряду с цементацией отмечены случаи децементации. Так, например, в скв. 492 в Тихом океане у берегов Центральной Америки на глубине более 275 м от поверхности дна обнаружены плиоценовые пески среди хорошо литифицированных аргиллитов. Породы этой скважины сильно нарушены, часть обломочных зерен раздроблена. Децементация произошла благодаря нарушениям и фильтрации флюидов. Из растворов поровых вод, вероятно, происходит синтез глинистых минералов, в частности смектитов.

Глины и аргиллиты обнаруживают тонкую слоистость и закономерную ориентировку листоватых и чешуйчатых глинистых минералов и слюд параллельно напластованию. Однако это первичная — седиментационная ориентировка без перекристаллизации (рис. 30).

Парагенезы аутигенных минералов терригенных пород стадии катагенеза океана очень близки к парагенезам стадии диагенеза океанских осадков. Некоторое отличие заключается в том, что несколько меньше развита аморфная фаза, сравнительно много присутствует опала С/Т, появляются халцедон и кварц. Опал С/Т является обычным минералом, но он встречается и в низах зоны диагенеза. Среди цеолитов преобладает клиноптилолит, однако присутствует филлипсит и филлипсит с анальцимом (реже).

Органическое углеродное вещество имеет показатели преломления и отражательную способность $R_{\text{им}}^{\circ}$ в пределах 0,25—0,50 %,

что характерно для стадии раннего и среднего катагенеза (прото-катагенез и мезокатагенез МК₁ и МК₂ Н. Б. Вассоевича) [7, 19].

Железистые смектиты, показатели катагенеза океанских пород [А. Г. Коссовская, 1975 г.] являются обычными минералами океанических пород, но они могут быть диагенетическими, образующимися на границе осадок — вода [77], и гидротермальными. Полигенетическим является также палыгорскит, довольно широко распространенный в океанических породах и океанических осадках.

Отмечаемое многими исследователями увеличение содержания монтмориллонита от молодых к древним отложениям с углублением является фактом, но аутигенность его оспаривается [З. Н. Горбунова, 1979 г.; 32]. Вероятно, все же значительная часть монтмориллонита океанических пород образовалась в результате трансформации пирокластического материала и является аутигенной.

Гидрослюдизация монтмориллонита, обычная для позднего катагенеза и раннего метагенеза пород континентов, в океанических породах, не проявляется или проявляется очень слабо. Это объясняется тем, что в океанах мы имеем дело только с ранним и средним катагенезом. Гидрослюдизация монтмориллонита находится в зачаточном состоянии, о чем свидетельствует широкое распространение смешаннослойных фаз гидрослюда — монтмориллонит по всему разрезу океанических пород.

Специфика океанического катагенеза проявляется и в изменении пирокластических и вулканогенно-осадочных отложений. По данным В. И. Гречина [18] аутигенные минералы базальтовых шлаковых туфов северо-восточной части Тихого океана представлены анальцимом и калиевым полевым шпатом, образующимся по стеклу, ассоциирующими глинистыми минералами являются ди- и триоктаэдрические смектиты.

В пемзовых и пемзово-литокластических туфах андезитового и дацитового состава аутигенные минералы представлены анальцимом и клиноптилолитом, развивающимися по стеклу, ассоциирующим глинистым минералом является железистый диоктаэдрический смектит.

Сходный парагенез аутигенных минералов наблюдается и в вулканогенных песчаниках-граувакках, которые также содержат зеленый глауконитоподобный минерал переходного типа между глауконитом и селадонитом.

Карбонатные породы. Основные процессы изменения карбонатных пород в катагенезе — перекристаллизация в твердом состоянии и с растворением. В ряду карбонатных минералов устойчивость нарастает от высокомагнезиального кальцита через арагонит к кальциту, в ряду органических остатков — от планктонных фораминифер к мелким кокколитам, бентосным фораминиферам, крупным фораминиферам [100]. В мелководной области океанов и морей по способности к перекристаллизации (устойчивости) установлен следующий ряд: кораллы, моллюски, халимеды, тонкостен-

ные фораминиферы, толстостенные фораминиферы, морские ежи, литотамнии [72].

В карбонатных породах наблюдается растворение неустойчивых компонентов и осаждение вторичного кальцита в порах, пустотах и камерах раковин, образуются пелитоморфные (микритовые) агрегаты, цементирующие органические остатки, — пленочная и поровая цементация. Исследование С. Шлангера [100] карбонатных пород скв. 167 (поднятие Магеллана в Тихом океане) показало, что в осадках содержится, %: 50 кокколитов и 50 фораминифер, в мелу — 25 фораминифер, 50 кокколитов и 25 микритового цемента, в известняках — 50 кокколитов и 50 цемента. Во многих известняках встречаются трещины, залеченные вторичным — зернистым кальцитом, реже баритом, халцедоном и кварцем.

Как было показано выше (табл. 32), поровые воды обогащены кальцием и обеднены магнием. Возникает вопрос, куда уходит магний? Возможно, он расходуется на образование доломита и/или палыгорскита. В глинистых породах магний может быть поглощен глинистыми минералами.

Существует и другая возможность образования доломита, благодаря распаду высокомагнезиального кальцита. Эта возможность реализуется полностью в зоне литорали и мелководья, где высокомагнезиального кальцита много и мелководные известняки в той или иной мере доломитизированы. Так как доломит имеет большую плотность, этот процесс сопровождается увеличением пористости.

При возрастании давления и температуры начинается перекристаллизация в твердом состоянии — превращение мела в известняки, пелитоморфных известняков в зернистые. Однако в океанических породах, как правило, преобладают пелитоморфные (микритовые) известняки с небольшой долей зернистого (спаритового) кальцита. Параллельно с этим в присутствии поровых вод происходит растворение под давлением — образование стилолитовых структур и тектур. Стилолитовые швы описаны в известняках мела скв. 167 в Тихом океане, в известняках юры и мела в ряде скважин Атлантического океана (367, 368, 398, 105 и др.).

Карбонатные породы обычно содержат некоторое количество скелетов кремневых организмов — диатомей, радиолярий, спикул губок, которые располагаются по слоистости или рассеяны в основной кальцитовой массе. Эти скелеты часто замещены кальцитом (зернистым — спаритовым) или кремнеземом (опалом С/Т, халцедоном и кварцем). В подобных известняках часто описывают структуру «птичьего глаза» (bird's eye) (рис. 31).

В условиях повышенной щелочности кремнезем растворяется, давая начало кремневым конкрециям, которые являются обычными образованиями карбонатных пород океана. Однако большинство кремневых конкреций зарождалось еще в диагенезе, о чем свидетельствует наличие ходов илоедов в конкрециях.

При обилии кремнезема происходит окремнение мела и известняков или образуется масса кремней и порцелланитов. В окрем-

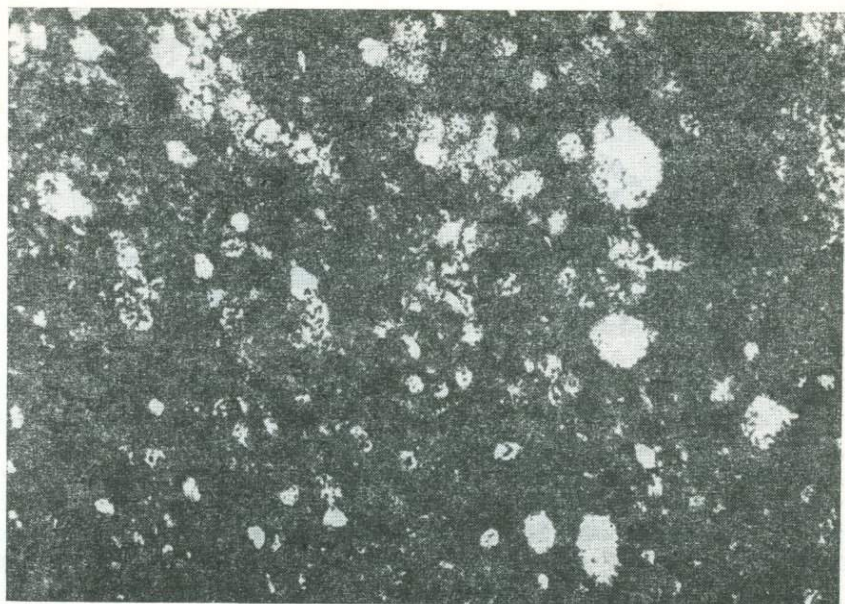


Рис. 31. Известняк (красный, глинистый) со структурой «птичий глаз». Фото Е. А. Поповой.

Радиолярии выполнены халцедоном (оксфорд—кимеридж). Скв. 367 DSDP, Атлантика, южнее о-вов Зеленого мыса, глубина воды 4748 м, от поверхности дна 1120 м. Увеличение 50, при одном никеле.

нелых породах часто сохраняются осадочные текстуры — ходы илоедов, слоистость и т. п. В процессе окремнения избирательно замещаются сначала менее устойчивые органические остатки, затем более устойчивые и основная масса. Примером подобного рода может служить замещение кокколлитов опалом С/Т, описанное Д. Хейном [D. Hein et al., 1981 г.] (рис. 32).

Основным процессом изменения карбонатных пород океана в стадию катагенеза является уплотнение и цементация, но возможны и процессы противоположной направленности — децементация. Причиной децементации часто является наличие ОВ и бактерий, понижение рН и вследствие этого растворение — выщелачивание цемента. Подобные явления чаще наблюдаются в мелководных карбонатных породах и породах рифовых комплексов.

ОВ в известняках и в известковых породах сапропелевого и гумусового типа встречается в меловых и палеогеновых породах Атлантического и Тихого океанов. Степень его изменения соответствует этапам раннего и среднего катагенеза.

Парагенезы аутигенных минералов карбонатных пород содержат небольшое количество видов: кальцит разных генераций и морфологии зерен, доломит, реликты высокомагнезиального кальцита и других диагенетических минералов (барита, сидерита,

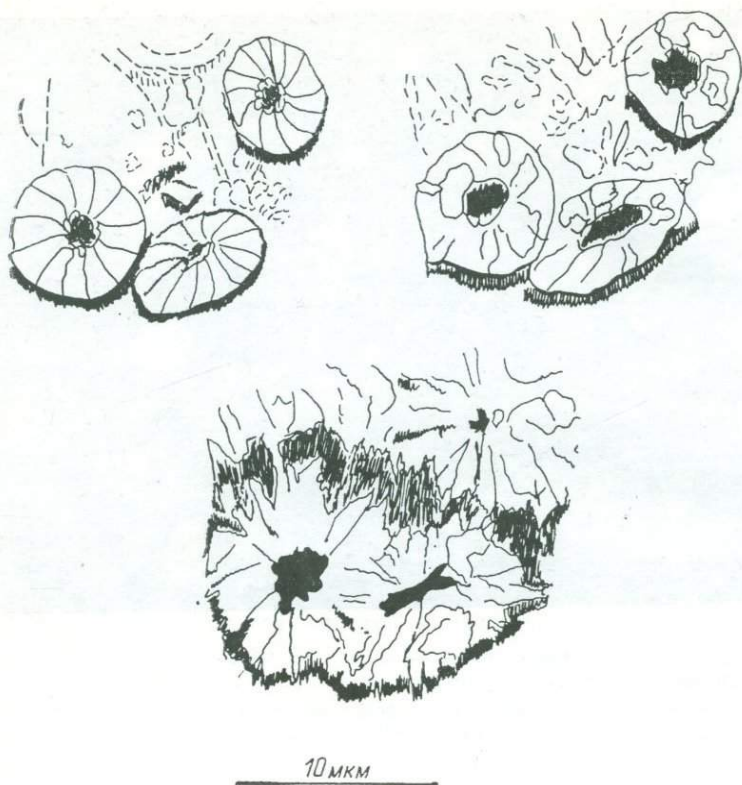


Рис. 32. Замещение опалом С/Т панцирей кокколитов. Рисовано по электронно-микроскопической фотографии. По Д. Хейну [Hein et al., 1981 г.].

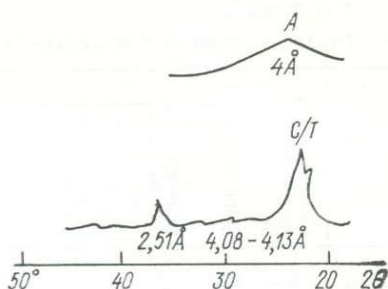
пирита, опала А). Из глинистых минералов обычно присутствуют монтмориллонит, вероятно аутигенный, и палыгорскит (сепиолит), а также цеолиты — филлипсит, клиноптилолит, минералы кремнезема — опал С/Т, халцедон, кварц, кристобалит, тридимит.

Кремнистые породы. Кремнистые породы в океанах встречаются почти на всех стратиграфических уровнях. В ряду океанических осадков они отличаются наименьшей скоростью диагенетических изменений [35], диагенетическая стадия растягивается на миллионы и десятки миллионов лет.

При завершении диагенеза кремнистые осадки превращаются в диатомиты, радиоляриты, спонголиты, порцелланиты, кремни. Кремнистые илы с примесью глинистого вещества превращаются в кремнистые аргиллиты, глины, диатомовые и радиоляриевые глины и аргиллиты.

Процессы превращения осуществляются лишь частично путем гравитационного уплотнения и уменьшения пористости, а главным образом благодаря цементации, уменьшению содержания аморф-

Рис. 33. Дифрактограммы опалов А и С/Т.



ной фазы — раскристаллизации опала А органических остатков и превращению его в опал С/Т, халцедон и вторичный кварц.

Однако халцедон и кварц в диатомитах только появляются и сосуществуют совместно с опалом А. Таким образом, диатомиты по парагенезам аутигенных минералов, плотности и пористости (обычно 60—70 %) как бы принадлежат к зоне диагенеза, но благодаря тому, что они литифицированы и опал А реликтовый диагенетический минерал, мы их относим к зоне катагенеза.

Существенное значение для превращения диатомитовых осадков в диатомиты имеет температура. В областях высокого теплового потока превращение идет быстрее. Так, например, миоценовые диатомиты в скв. 173 у берегов Калифорнии появляются на глубине 130 м, в то время как в скв. 438В вблизи о. Хонсю миоценовые диатомиты встречены только на глубине более 400 м.

Особо следует рассмотреть распространение опала С/Т. Опал С/Т диагностируется по рефлексам 4,07—4,13 Å (рис. 33). Наиболее обстоятельные сведения о распространении опала С/Т содержатся в отчете о 63-м рейсе «Гломар Челленджер» у берегов Калифорнии и Калифорнийского полуострова [DSDP, 1981, vol. 63].

В существенно кремнистых терригенных отложениях опал С/Т появляется на глубине 150—200 м (скв. 468, 469, 471, 473), а в скв. 467 — на глубине более 500 м. Причем в одних скважинах он встречен как в илах, так и в литифицированных осадках — аргиллитах и порцелланитах (скв. 471), в других — только в литифицированных осадках. То же самое относится и к опалу А. Объяснить это различиями в геотермическом градиенте и тепловом потоке трудно, так как эти различия небольшие.

В других областях Тихого океана, например вблизи поднятия Хесса (скв. 463, 464, 465, 62-й рейс «Гломар Челленджер», 1980 г.), опал С/Т встречается в скв. 464 на глубине 89 м совместно с кварцем, в скв. 465 на глубине 75 м в красной глубоководной глине. Предполагать здесь высокий тепловой поток нет оснований. Геотермический градиент в скв. 464 и 465 4—6 °С/100 м. В скв. 438 вблизи о. Хонсю появление опала С/Т отмечено на глубине 600 м, а в скв. 188 в Беринговом море — на глубине 560 м.

Авторы моно- графий, 1985 г.	Н. Б. Вас- сович, 1983 г.	Континенты						
		Объемная плотность, %	Пористость, %	Скорость ульразвука, км/с	Тип ОВ*	Диagenетические минералы	Структуры	
Ранний катагенез	Протокатагенез ПК	ПК ₁	1,9—	40—	2,2—	Б ₁ —Б ₂	Каолинит, гидро- слода 1М, 1Md, монтмориллонит, смешаннослойные, хлорит 7Å, гей- ландит, анальцим, кальцит, опал А, опал С/Т, кварц, гипс, галит, каннит	Осадочные нормальные, неизменные рыхлые и цементи- рованные, по- явление сти- лолитов в кар- бонатных породах
		ПК ₂						
		ПК ₃	—2,3	—20	—3,0	Б ₃		
Средний катагенез	Мезокатагенез МК	МК ₁	2,3	20—	2,3	Д	Каолинит, гидро- слода 1М монтмо- риллонит, смешан- нослойные, хлорит 7 и 14 Å, гейландит, анальцим, кальцит, опал С/Т, кварц, гипс, галит, каннит	Осадочные нормальные неизменные, стилолиты в карбонат- ных породах и появлению в терригенных породах
		МК ₂	2,6	—10	3,0	Г		
Поздний катагенез	Мезокатагенез	МК ₃	2,6—	10—	3—	Ж	Каолинит (мало), гидрослода 1М, 2М, реликты монтморил- лонита и смешанно- слойных, хлорит 14 Å, ломонитит, ско- лецит, кальцит, кварц	Регенерацион- ные микро- стилолитовые, стилолиты в терригенных породах
		МК ₄				К		
		МК ₅	—2,7	—4	—4	ОС		

* Марки углей.

Таким образом, опал С/Т при нормальном — низком геотермическом градиенте появляется на глубинах менее 100 м (возвышенность Хесса), при более высоком градиенте — на глубинах 150—200 м (в Прикалийфорнийском районе) и на различных больших глубинах (400—600 м) как в тех же районах, так и во многих других. Все это свидетельствует о том, что кроме температуры и глубины погружения имеют значение геохимические условия и фактор времени. Это обстоятельство отмечала и М. Кастнер [9].

Исследование И. И. Плюсниной [1984 г.] показало, что из гелей кремнезема сначала образуются смешанные кристаллы кри-

Океаны

Объемная плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Тип ОВ*	Аутигенные минералы	Структуры
1,8—	65—	1,9	Б	Железистые смектиты, монтмориллонит, палыгорскит, смешаннослойные, филлипсит, клиноптилолит, гидрослюда (?), кальцит, опал А, опал С/Т, гипс	Осадочные нормальные неизменные рыхлые и сцементированные
—2,0	—40	—2,3	Б		
1,9—	45—	2,2—	Д	Железистые смектиты, монтмориллонит, палыгорскит, смешаннослойные, филлипсит (мало), клиноптилолит, анальцим (редко), гидрослюда, кальцит, опал С/Т, кварц	Осадочные нормальные неизменные, стилолиты в карбонатных породах
2,3	20	2,5	Г		
>2,3	<20 (редко)	>2,5	Ж		

Изменения этого типа, вероятно, имеются в основании второго слоя океанической коры, в местах высокого теплового потока и стрессовых деформаций, в приконтинентальной зоне океанов и в окраинных морях с мощной толщей осадочных пород

стобалита и кварца, которые сосуществуют с аморфной фазой, т. е. важен фактор времени. Совместное нахождение опала А и халцедона широко распространено в породах континентов.

Парагенезы аутигенных минералов кремнистых пород катагенеза и стадии диагенеза океанских осадков близки (табл. 36).

В заключение отметим, что интенсивность катагенетических процессов зависит от положения пород в структурах океана. Там, где имеются высокий тепловой поток и стрессовые деформации, интенсивность этих процессов выше.

СТАДИЯ МЕТАГЕНЕЗА — МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Глубокие структурные и минералогические изменения осадочных пород в нижней части стратисферы, по своему характеру близкие к начальным стадиям регионального метаморфизма, мы будем называть метагенезом. Процессы метагенеза по своей природе процессы физико-химические. Как было показано выше, уплотнение осадочных пород в основном заканчивается на этапе позднего катагенеза — пористость пород достигает 2—4%. Следовательно, по этой причине, а также вследствие широкого развития цементации дальнейшее уплотнение маловероятно. Однако движение масс при складчатости вызывает появление трещиноватости, кливажа разрыва и т. п., создавая этим новые пути движения растворов. Активной циркуляции растворов способствует высокая температура.

В стадию метагенеза широко развиты процессы растворения и регенерации под давлением основных породообразующих минералов — гравитационно направленная коррозия на платформах и направленная коррозия и кристаллизация в геосинклиналях, интенсивная перекристаллизация ранее образовавшихся минералов. В зернистых породах происходит полная перекристаллизация цементов, в глинистых и карбонатных — основной массы. Приобретают все большее и большее значение процессы метасоматоза (вернее, автоматасоматоза).

В результате этого зернистые породы превращаются в кварцито-песчаники, песчаники-кварциты, кварциты, глинистые — в глинистые, аспидные и филлитоподобные сланцы, карбонатные — в кристаллические и мраморизованные известняки и доломиты, ископаемые угли — в тощие угли, антрациты и графитизированные антрациты.

Интенсивное развитие стресса приводит к частичной перестройке структур осадочных пород и появлению новых структур, характерных уже для метаморфических пород. Давление стресса обычно накладывается на структуры, возникшие под воздействием нагрузки, и усложняет их. Так образуются микростилолитовое сочленение зерен и микростилолитовые швы, располагающиеся под углом к напластованию. Они, как правило, отличаются крупными зубцами-столбиками (рис. 34).

В зернистых породах, богатых цементом, где непосредственное соприкосновение обломочных зерен отсутствует, образуются так называемые бородачатые зерна кварца (рис. 35—38).

«Бородачатые» зерна кварца, полевого шпата возникают под воздействием стресса, путем растворения обломочных зерен со сто-

Рис. 34. Стилолиты под углом к напластованию.
 1 — кварц, 2 — плагиоклаз;
 3 — серицит; 4 — вторичный кварц; 5 — напластование.

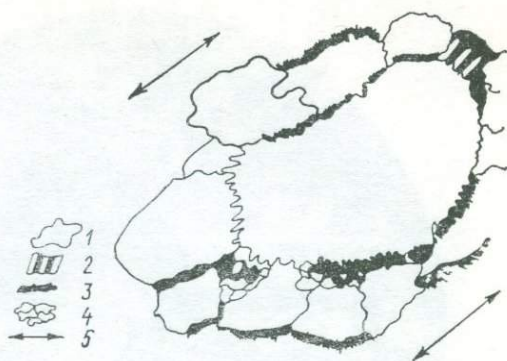


Рис. 35. «Бородатые» зерна кварца и перемычки из вторичного кварца между обломочными зернами. Песчаник ашинской свиты Урала.

Увеличение 100, при одном никеле.

роны давления и кристаллизации — наращивания перпендикулярно к давлению (по принципу Рикке). В цементе зернистых и в глинистых породах появляется кливаж течения — параллельная ориентировка своими длинными размерами чешуйчатых и листовых



Рис. 36. «Бородатые» зерна кварца и кливаж разрыва, «бороды» состоят из чешуек серицита. Карбон Любляны (Югославия).

Увеличение 100, при одном николе.

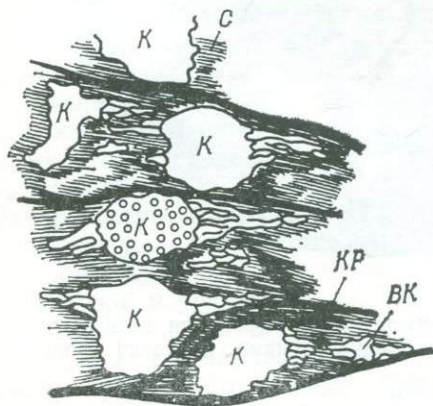


Рис. 37. «Бородатые» зерна кварца и кливаж разрыва.

К — кварц, ВК — вторичный кварц; КР — кливаж разрыва; С — серицит. Песчаник ашинской свиты Урала. Зарисовка по шлифу. Увеличение 50.

тых минералов, а также обломочных зерен перпендикулярно к давлению. В результате «сквозных движений масс» (по Ф. Тернеру) во время складчатости возникает кливаж разрыва — скола и перемещения одних частей породы относительно других.

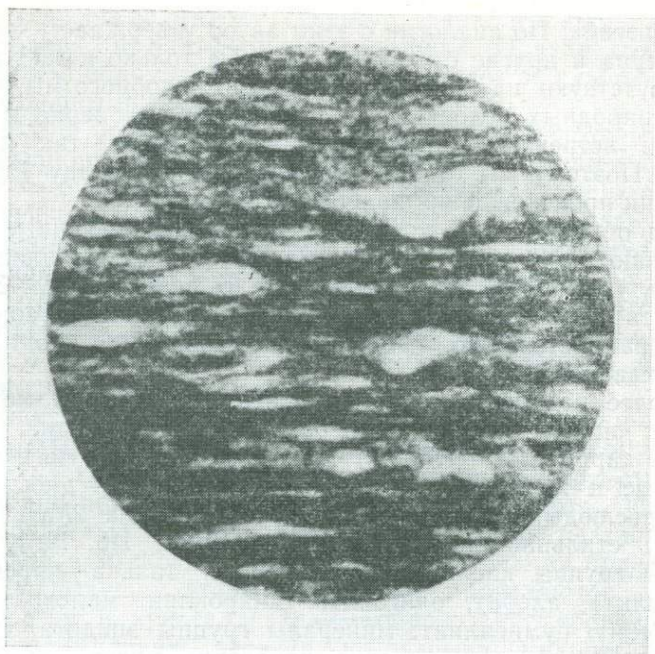


Рис. 38. Сегрегационно-линзовидная структура в филлитоподобном сланце карбона Предкавказья.
Увеличение 100, при одном николе.

Кливаж течения, «бородатые» зерна, стилолиты являются результатом процесса направленной коррозии и кристаллизации, проявляющегося главным образом под воздействием тангенциального — стрессового давления. Этот процесс аналогичен гравитационно направленной коррозии в платформенных условиях, где действует главным образом давление нагрузки вышележащих толщ и только в областях развития куполовых структур и флексур проявляется стресс.

Отличие заключается в том, что на платформе интенсивность невелика и структуры ориентированы параллельно напластованию, в геосинклиналях интенсивность высокая и структуры могут быть ориентированы как параллельно, так и под углом к напластованию.

Растворение под давлением, как было показано выше и обосновано физико-химически, происходит по принципу Рикке согласно с законом Пойнтинга.

А. Н. Чередниченко [1964 г.], рассматривая аналогичные структуры в метаморфических породах, пришел к выводу, что они объяснены своим происхождением рекристаллизации. Процесс рекристаллизации в чистом виде наблюдается в поликристаллических металлических стержнях при их изгибе — укрупнение кристаллов

в местах изгиба. По аналогии с этим автор утверждает, что «бородатые» зерна и другие структуры развиты только в замках складок и отсутствуют на их крыльях. Ничего подобного мы не встречали в природных условиях, т. е. «бородатые» зерна и другие структуры встречаются как в замках складок, так и на их крыльях. Поэтому мы отдаем предпочтение принципу Рикке при объяснении происхождения подобных структур.

Таким образом, под воздействием стресса осадочные породы претерпевают глубокие структурные изменения. Появляются новые структуры и текстуры, изменяется их внешний вид. Это проявляется в сланцеватости, ориентированной, как правило, под углом к напластованию. Такую сланцеватость обычно называют кристаллизационной.

Наиболее распространенными минералами стадии метазенеза являются: окислы — кварц, минералы двуокиси титана, гематит, магнетит, карбонаты — кальцит, доломит, анкерит, магниезельезистые и железистые карбонаты, силикаты — диоктаэдрические гидрослюды, близкие к серициту (политипа $2M_1$), серицит, мусковит, стильпномелан, хлорит (политипа $11b$, $14A$, $\beta = 97^\circ$), минералы группы каолинита (диккит) и талька — пиррофиллита (пиррофиллит), альбит, олигоклаз, микроклин, маловодные цеолиты, пренит, пумпеллит, минералы группы эпидота, турмалин и др. Из них серицит, мусковит, парагонит, пренит, пумпеллит, стильпномелан, существенно магниезельезистые ортохлориты впервые появляются или получают широкое распространение на стадии метазенеза.

Метазенез проявляется в нижнем и среднем структурных этапах геосинклиналей, где мощность осадочных толщ достигает 5—15 км, давление 200—300 МПа, температура 200—300 °С и больше при ведущем значении стресса. Метазенез и изменения типа метазенетических обнаружены и в платформенных отложениях, в породах докембрия при мощности осадочных толщ всего 2—4 км, где вероятны температура до 200 °С и давление порядка до 200 МПа, но продолжительность процессов изменения значительно больше — до 1—1,5 млрд. лет. Подобные изменения описаны в фундаменте Восточно-Европейской и других платформ.

В стадии метазенеза можно различать два последовательных этапа: ранний или начальный и поздний или глубинный метазенез. Для начального метазенеза характерно развитие кварцито-песчаников, песчаников-кварцитов, глинистых сланцев, кристаллических известняков и доломитов, тощих каменных углей и антрацитов.

В цементе зернистых пород и в основной массе глинистых наблюдается интенсивная гидрослюдизация и хлоритизация глинистых минералов. В глинистых породах отмечается появление закономерной ориентировки минералов — кливажа течения, в зернистых породах, богатых цементом, — образование «бородатых» зерен кварца, кливаж разрыва микролитов и т. п. в геосинклинальных толщах и явлений гравитационно направленной кор-

розин — микростилолитовых структур, параллельных плоскостям напластования, в платформенных толщах. Однако сохраняются еще реликты обломочного биотита, а эпидот и альбит остаются еще аксессуарными минералами.

Структуры осадочных пород претерпевают некоторые изменения, появляются сланцеватые, регенерационно-мозаичные, микростилолитовые и другие структуры, текстуры изменяются значительно меньше, появляются только плитчатость и сланцеватость, совпадающие с напластованием. Пористость пород незначительная, порядка 2—4 %, в воде породы не размокают.

Для этапа позднего метабазиса характерны песчаники-кварциты, кварциты, аспидные и филлитоподобные сланцы, кристаллические и мраморизованные известняки и доломиты, ультраантрациты и графитизированные антрациты.

В глинистых и цементе зернистых пород широко развита ассоциация диоктаэдрической гидрослюда $2M_1$, серицита (иногда мусковита), хлорита существенно магнезиального, стильпно-мелана, кварца при непостоянном участии карбонатов. Обломочный биотит полностью исчезает, превращается в пакеты хлорита—мусковита или в мусковит. Эпидот и альбит развиты более широко, чем на предыдущем этапе. Интенсивно проявляются направленная коррозия и кристаллизация — образование «бородатых» зерен кварца, кливаж течения и разрыва, микростилолитовые структуры. Происходит существенная перестройка структур осадочных пород: появляются структуры, характерные для метаморфических пород, — сланцеватые, сегрегационно-линзовидные, стилолитовые, шиповидные и др. Некоторые сведения о физических свойствах пород стадии метабазиса помещены в табл. 37.

Разделение стадии метабазиса на два этапа возможно в геосинклинальных разрезах. В платформенных условиях соотношения более сложные и менее изученные. Несомненно, что в докембрийских отложениях платформ изменения осадочных пород более интенсивные, чем в позднем катагенезе, и обладают определенной спецификой, но четкое разделение на два последовательных этапа не всегда возможно.

Этап позднего метабазиса во многом сходен с начальной стадией регионального метаморфизма — фацией зеленых сланцев, мусковит-хлоритовой субфацией. Здесь уже появляются ассоциации минералов, характерных для мусковит-хлоритовой субфации. Отличие заключается в слабой перекристаллизации обломочных зерен и незначительной роли эпидота и альбита — эти минералы еще не достигают значения породообразующих компонентов, оставаясь аксессуарными и второстепенными.

Это обстоятельство было отмечено ранее Ф. Тернером и др.: «Диабазис (катагенез и метабазис в нашем понимании. — *Н.Л., Л.О.*) песчаников происходит в результате не очень сильных изменений глинистой основы (matrix) и кристаллизации минералов цемента в открытых порах. Когда грубые кластические зерна также вовлечены в реакции, так что породы широко перекри-

ТАБЛИЦА 37
Физические свойства пород стадии метагенеза

Возраст и местонахождение	Порода	Плотность, г/см ³	Объемная плотность, г/см ³	Пори- стость, %	Скорость ультра- звука, км/с	Источник
Юра, Большой Кавказ, Южный склон, Азербайджан	Глинистые сланцы	—	2,55—2,82	—	—	М. Л. Озерская и др. [52]
	Алевролиты	—	2,53—2,76	—	—	
Юра, Большой Кавказ, Грузия Среднекаменноугольная эпоха, Донбасс	Песчаники	—	2,53—2,76	—	—	Тот же Г. В. Карпова и др. [25]
	Песчаники	—	2,63—2,81	3—4	>2,5	
	Глинистые сланцы	2,79—2,80	2,69—2,71	3—4	3,8—4,0	
	Алевролиты	2,77—2,78	2,67—2,78	3,2—4,0	4,1—4,2	
Поздний протерозой Северо-запада Восточно-Европей- ской платформы	Песчаники	>2,74—2,75	2,64—2,70	2,0—3,5	4,0—5,0	И. М. Веселовская [13]
	Песчаники- кварциты	—	—	2—3	—	
Позднекаменноугольная эпоха, Оклахома, США	Глинистый сланец	—	2,45—2,60	2,5—6,8	—	Берч и др. [6]
	Песчаник	—	>2,55	<4,0	—	
То же Каменноугольный период, Англия	Глинистый сланец	—	2,44—2,60	0,9—9,0	—	Тот же
	Известняк	—	2,58	1,6	—	
Позднекаменноугольная эпоха, Вайоминг, США	Известняк	—	2,61	3,6	—	»
	»	—	2,74	3,0	—	
Девон, Азербайджан Ордовик, Вайоминг, США	Кварцит (квар- цито-песчаник)	—	2,56	2,0	—	М. Л. Озерская и др. [52] Берч и др. [6]
	Песчаник	2,75	2,69	2,10	—	
Ордовик, Алжир, бассейн Поли- няк, глубина 2700—2800 м (скважина)	Аргиллит	2,75	2,61	5,00	—	Г. Дуанье де Сегонзак [84]
	Известняк	2,77	2,60	6,00	3,90	
Мел Туркмении	Доломит	2,74	2,64	4,00	—	М. Л. Озерская и др. [52]
	Сланцы фиоле- товые	2,74	—	1,00	3,71	
Палеозой, Бухара	Ороговикопанельные сланцы	2,66	2,59	3,00	—	

сталлизовываются (recrystallised), процесс классифицируется как метаморфический» [W. Fyfe et al., 1958 г.]. В этой же работе находим указание о границе между диагенезом (катагенез и метагенез в нашем понимании) и метаморфизмом. Эту границу следует проводить там, где наблюдается интенсивная альбитизация плагиоклазов.

Таким образом, осадочные метаморфизованные породы стадии метагенеза при прогрессивном росте температуры и давления превращаются в породы низкотемпературного регионального метаморфизма фации зеленых сланцев — серий типа Барроу Шотландского Дэлрадиана [Ф. Тернер, 1951 г.].

Однако метагенез осадочных пород осуществляется и при прогрессивном контактовом метаморфизме с переходом в породы зоны пятнистых сланцев, обогащенных мусковитом и хлоритом, и далее в метаморфические породы серий типа Пертшира в Шотландии [Ф. Тернер, 1951 г.] или областей повышенного теплового потока островных дуг типа плато Абукума в Японии [K. Sugi, 1935 г.].

Парагенезы аутигенных минералов стадии метагенеза при региональном и контактовом метаморфизме в общем довольно близки — главными минералами являются мусковит и хлорит.

I. КОНТИНЕНТЫ

1. ПАРАГЕНЕЗЫ МИНЕРАЛОВ И ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

На стадии метагенеза происходит интенсивная перекристаллизация осадочного вещества в присутствии горячих интерстиционных растворов преимущественно щелочного характера. Эта перекристаллизация в значительной мере идет метасоматическим путем с привнесом и выносом вещества. Наибольшим распространением пользуется щелочный метасоматоз: привнос калия обуславливает гидрослюдизацию каолинита, серцитизацию и мусковитизацию каолинита, гидрослюд, монтмориллонитов и плагиоклазов, а также образование щелочных полевых шпатов. Привнос натрия приводит к альбитизации и цеолитизации плагиоклазов, образованию парагонитовых гидрослюдов и парагонита. Пополнение интерстиционных растворов щелочами осуществляется за счет разложения обломочных полевых шпатов и слюдов и реликтовых — морских вод.

Наряду со щелочным проявляется и магниезально-железистый метасоматоз: привнос железа и магния обуславливает хлоритизацию полевых шпатов и глинистых минералов, эпидотизацию основных плагиоклазов, преобразование кальцита в магниезально-железистые и железистые карбонаты. Пополнение растворов железом и магнием происходит за счет разложения феррических минералов — пироксенов и амфиболов, некоторых рудных

минералов и цветных слюд. При этом растворы могут относительно обогащаться некоторыми редкими и рассеянными элементами.

Одновременно в широких масштабах происходит растворение под давлением породообразующих минералов и обломков горных пород. На стадии метазенеза, в условиях высокой температуры и давления, растворение под давлением заметно усиливается по сравнению с предыдущими стадиями. Эти процессы как бы являются основным фоном метазенетических изменений осадочных пород. Перекристаллизация в твердом состоянии также наблюдается и является важнейшим фактором в карбонатных и солевых породах. В терригенных породах значение ее сравнительно невелико. Это, вероятно, связано с тем, что давление и температура в зоне метазенеза еще недостаточно высоки для интенсивных реакций в твердых силикатных и алюмосиликатных фазах.

Таким образом, наличие интерстиционных растворов — важный фактор изменения: в присутствии растворов породы изменяются, отсутствие растворов действует противоположным образом — породы практически не изменяются или изменяются слабо. Помимо самого факта наличия растворов, их состава и концентрации важно также наличие гидравлической или осмотической-диффузионной связи между участками, содержащими растворы.

Вероятно, отсутствием такой связи можно объяснить пятнистость или полосчатость изменений в глинистых породах и многих известняках, а также слабое их изменение на стадии метазенеза. Так, например, многие глинистые сланцы раннего метазенеза и аспидные сланцы позднего метазенеза содержат каолинит — реликтовый минерал предыдущих стадий. По этому поводу полезно обратиться к труду Т. Барта [2], который утверждает, что каолинит является устойчивым минералом фации зеленых сланцев, если нет приноса калия: «Мусковит, следовательно, устойчив в вершине А, но если калия недостаточно, устойчивым остается каолинит» [2, с. 370]. И там же ниже читаем: «Однако химическое равновесие минералов в этой фации не вполне удовлетворительно. Низкая температура и близость к поверхности земли препятствуют установлению внутреннего равновесия; кроме того, сами условия равновесия трудно определить и их интерпретация исключительно сложна» [2, с. 368].

О кристаллических сланцах, состоящих из каолинита, имеются указания у Г. Фреберна [86]. Измененные монтмориллониты отмечал Р. Грим [1956 г.] в ордовике Аппалачей. Гидрослюдистые сланцы и сланцы с каолинитом описаны Н. Семененко и др. [1956 г.] в железорудной формации протерозоя Украины. Смешаннослойные минералы с разбухающими фазами были обнаружены одним из нас [Н. В. Логвиненко, 1964 г.] в силурийских сланцах хр. Нуратау в Средней Азии (фация зеленых сланцев).

Из этого следует, что полное преобразование каолинита, гидрослюды и монтмориллонита в слюду зависит не только от тер-

модинамических условий, но и от наличия «строительного» материала — привнос соответствующих катионов растворами.

Приток минералообразующих растворов прекращается в случае запечатывания минеральных зерен в каемках вторичного кварца или изолированных порах, не сообщающихся с другими порами и трещинами, тогда изменение минералов может осуществляться только изохимически — термическим путем под воздействием температуры [В. Д. Шутов, 1962 г.].

На стадии метagenеза происходит дальнейшее изменение обломочных зерен, аутигенных новообразований предшествующих стадий и осаждение минералов из растворов.

Преобразование обломочных компонентов. Это преобразование, как и в катагенезе, идет двумя путями. Первый путь — растворение под давлением в бесцементных породах породообразующих минералов и обломков горных пород с образованием вторичного кварца, альбита, кислых плагиоклазов, щелочных полевых шпатов и изменением структур (структуры растворения и регенерации). Этот процесс в условиях более высокого давления и температуры заметно интенсифицируется.

Второй путь — метасоматическое замещение обломочных минералов. Для стадии метagenеза наиболее характерны следующие процессы: преобразование биотита в пакеты мусковита и хлорита и в мусковит, пренитизация основных плагиоклазов, пумпеллиитизация основных плагиоклазов и образование пумпеллиита по обломкам вулканического стекла, серицитизация кислых плагиоклазов с выделением альбита, преобразование основных и средних плагиоклазов в альбит, эпидот, серицит и карбонаты.

Изменение аутигенных минералов предыдущих стадий и образование минералов из растворов. На стадии метagenеза продолжается интенсивная перекристаллизация карбонатов без привноса и с привносом вещества — возникают зернистые карбонаты от кальцита до магнезиально-железистых разновидностей. Усиливается гидрослюдизация аутигенных и обломочных глинистых минералов, господствующее положение занимают высокотемпературные поли типы гидрослюд $2M_1$, серицитоподобная гидрослюда, серицит и появляется мусковит. Одновременно при преобладании в растворах железа и магния идет хлоритизация глинистых минералов и появляется высокотемпературный поли тип хлорита IIb , 14Å , $\beta=97^\circ$. В отличие от предшествующей стадии впервые появляется стильпномелан как новообразование в цементе зернистых пород по глинистому веществу и цветным слюдам.

Для стадии метagenеза характерным является образование кварцевых и карбонатно-кварцевых жил с хлоритом и бедной сульфидной минерализацией, секущих жил по кливажу и трещинам отдельностей.

Парагенезы аутигенных минералов. В мономинеральных кварцевых породах основным аутигенным минералом является вторичный кварц в виде каемок регенерации, выполнения пор и пустот, а также возникающий по обломочным зернам при их

разрастании и перекристаллизации. При наличии примесей образуются гидрослюды, серицит — мусковит, гематит и зернистые карбонаты разного состава.

Глауконит превращается в мусковит или хлорит, каолинит — в гидрослюду или диккит. Подобные изменения были описаны в рифейских отложениях юго-востока Восточно-Европейской платформы. В песчаниках рифея (зона позднего катагенеза по В. Д. Шутову, раннего метагенеза по нашим представлениям — *Н.Л., Л.О.*) глауконит переходит в мусковит, а каолинит в гидрослюду — «стрессовый» путь превращения по В. Д. Шутову. В то время как каолинит и глауконит, «запечатанные» в регенерационных каемках вторичного кварца, превращаются в диккит и хлорит соответственно — «термальный» путь превращения по В. Д. Шутову. По нашим представлениям дело не в стрессе или температуре, а в привносе катионов. Когда привносились катионы, каолинит превращался в гидрослюду, а когда привноса не было — в диккит.

Каолинит превращается также в пиррофиллит. Подобные изменения наблюдаются в овручских и шокшинских кварцитах верхнего протерозоя [И. М. Симанович, 1966 г.; М. М. Веселовская, 1964 г.].

Процессы диккитизации и пиррофиллитизации происходят при недостатке калия в растворах. Когда интерстиционные растворы богаты калием, образуются гидрослюды, серицит и мусковит, при наличии натрия — парагонитовые гидрослюды и парагонит [23].

Таким образом, в мономинеральных кварцевых породах наблюдаются такие парагенезы аутигенных минералов:

- Вторичный кварц (гидрослюда)
- Вторичный кварц (гематит)
- Вторичный кварц (гидрослюда, серицит, мусковит)
- Вторичный кварц (диккит)
- Вторичный кварц (пиррофиллит)
- Вторичный кварц (серицит, карбонаты)
- Вторичный кварц (гидрослюда, серицит, хлорит)

В полевошпатово-кварцевых и аркозовых породах ассоциации аутигенных минералов более разнообразны. Помимо вторичного кварца они содержат новообразования альбита, олигоклаза, микроклина, гидрослюд, серицита, мусковита, хлорита, иногда стильпномелана, эпидота, сфена, карбонатов. Наблюдаются такие парагенезы минералов.

- Вторичный кварц (альбит, олигоклаз)
- Вторичный кварц (альбит, эпидот)
- Вторичный кварц, гидрослюда, серицит (альбит, олигоклаз)
- Вторичный кварц, серицит, хлорит (альбит, эпидот)
- Вторичный кварц, гидрослюда, серицит, хлорит, карбонаты (альбит, эпидот)
- Вторичный кварц, серицит (мусковит, альбит)
- Вторичный кварц, серицит, хлорит (мусковит, альбит, эпидот)

Вторичный кварц, серицит, хлорит, карбонаты (мусковит, альбит, олигоклаз)

Вторичный кварц (микроклин)

В граувакковых породах широко развиты хлориты, карбонаты, мусковитовые гидрослюда и мусковит обычно замещаются стильпноmelаном, появляется пренит и сравнительно больше эпидота. В граувакках отмечены такие парагенезы:

Вторичный кварц, хлорит, стильпноmelан

Вторичный кварц, серицит, хлорит, карбонаты

Хлорит, стильпноmelан (альбит, эпидот), карбонаты

Вторичный кварц, хлорит, стильпноmelан, карбонаты (эпидот, альбит)

Вторичный кварц, серицит, хлорит, стильпноmelан, карбонаты (альбит, эпидот)

Мусковит, хлорит (эпидот, альбит, цонзит, пренит)

Стильпноmelан, хлорит (вторичный кварц, эпидот, альбит, сфен)

В вулканогенных граувакках альбит и эпидот становятся уже породообразующими или второстепенными минералами. Примеры парагенезов вулканогенных граувакк:

Альбит, серицит, хлорит, вторичный кварц, пренит, пумпеллиит

Альбит, эпидот, хлорит, сфен, вторичный кварц, кальцит

Альбит, пренит, пумпеллиит, вторичный кварц, карбонаты

Альбит, эпидот, вторичный кварц, карбонаты (актинолит)

В глинистых породах по первичным глинистым минералам обычно развиваются гидрослюда, серицит, мусковит, хлорит, иногда диккит, пирофиллит и присутствуют реликты катагенетических минералов.

В глинистых породах на стадии метagenеза наблюдаются такие парагенезы минералов:

Гидрослюда 1M, гидрослюда 2M₁, диккит

Гидрослюда 2M₁, серицит 2M₁

Гидрослюда 2M₁, серицит 2M₁, хлорит IIb, 14Å, β=97°

Серицит 2M₁, пакеты мусковита и хлорита по обломочному биотиту, хлорит IIb, 14Å, β=97°

Серицит, мусковит, пирофиллит

Хлорит, стильпноmelан

Карбонатные породы на стадии метagenеза в большинстве случаев полностью перекристаллизуются — превращаются в кристаллические зернистые и мраморизованные известняки, наблюдаются такие парагенезы минералов:

Кальцит, вторичный кварц

Доломит, вторичный кварц

Кальцит, доломит или доломит, кальцит

Кальцит, железистый доломит, анкерит

Кальцит, вторичный кварц, альбит, эпидот

Кальцит, хлорит IIb, 14Å, β=97°

Кальцит, вторичный кварц, гидрослюда 2M₁

Во всех парагенезах карбонатные минералы зернистые, часто крупнозернистые с хорошо образованными кристаллами, имеющими полисинтетически двойники, нередко со следами деформации.

На стадии метазенеза ископаемые угли испытывают дальнейшее изменение и превращаются в тощие угли и антрациты, ультраантрациты, графитизированные антрациты. Содержание углерода более 91 %, выход летучих менее 17 % (в антрацитах менее 2—5 %). Угли такого состава имеют антрацитовую структуру: плоские гексагональные сетки углерода — ламели ориентированы параллельно друг другу, поперечные связи между ними отсутствуют, пористости практически нет. Дальнейшее изменение приводит к слабой, а затем к сильной графитизации основной массы угля. Отражательная способность заметно увеличивается: у тощих углей она равна 2,0—2,5 %, у антрацитов более 2,5 %. Парагенезы аутигенных минералов следующие:

ОВ	основной массы угля, сульфиды железа
ОВ	» » » , карбонаты (и сульфиды)
ОВ	» » » , вторичный кварц
ОВ	» » » , серицит, мусковит
ОВ	» » » , графит или графит, ОВ

Метагенетические изменения осадочных пород по своему характеру аналогичны гидротермально-метасоматическим процессам. Существенное различие этих процессов заключается в том, что первые происходят под воздействием растворов, заключенных в самих осадочных породах и подогретых благодаря глубокому погружению, а вторые — горячих водных растворов эндогенного происхождения.

Для гидротермально-метасоматических процессов Д. С. Коржинский [1953 г.] разработал теорию инфильтрационного метасоматоза и дифференциальной подвижности компонентов. Процесс протекает в системе полукрытого типа, где не только H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , F , но и ряд других компонентов являются вполне подвижными. Относительная подвижность компонентов зависит от их свойств (химических, и в частности растворимости) и свойств среды — температуры, давления, концентрации компонентов. Понижение температуры увеличивает подвижность кальция и кремнезема и уменьшает подвижность железа. Увеличение давления повышает подвижность кальция, вероятно, в связи с ростом давления CO_2 и образованием бикарбонатов. Повышение концентрации растворов увеличивает подвижность компонентов.

Для флогопитовых месторождений установлен следующий ряд подвижности компонентов: H_2O , CO_2 , S , SO_3 , Cl , K_2O , Na_2O , F , CaO , O_2 , Fe , P_2O_5 , BaO , MgO , SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 . Для высокотемпературных процессов образования скарнов несколько иной ряд подвижности: H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , O_2 , MgO , Fe , CaO , SiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 .

Основные положения этой теории приложимы к процессам изменения осадочных пород. Рассмотренные нами парагенезы аутигенных минералов при переходе от стадии к' стадии образуют парагенетические ряды превращений минералов [Н. В. Логвиненко, 1953 г., 44], чем они отличаются от магматогенных мине-

ралов (одновременная или последовательная кристаллизация из расплавов) и осадочных—седиментогенных (одновременное или последовательное выделение из растворов). В этих рядах возможно существование реликтовых минералов, превращение которых произошло не полностью, т. е. на стадии более глубоких изменений встречаются минералы предыдущих стадий. Для примера рассмотрим один характерный ряд превращений минералов: каолинит \rightleftharpoons гидрослюда $1M \rightleftharpoons$ гидрослюда $2M_1 \rightleftharpoons$ серицит \rightleftharpoons мусковит. При повышении давления и температуры изменение происходит слева направо, при понижении (выветривание)—в обратном направлении. Для стадии катагенеза характерны гидрослюда $1M$ и каолинит, для стадии метагенеза—гидрослюда $2M_1$, серицит, мусковит. Однако в породах стадии метагенеза (и даже зеленых сланцев) встречаются каолинит и реликты гидрослюды $1M$.

Описанные парагенезы минералов являются устойчивыми—равновесными при данных условиях существования породы и изменяются—становятся неравновесными при изменении условий среды (давление, температура, pH и Eh, состав и концентрация поровых растворов). Так как термодинамические условия в пределах зон (стадий) остаются неизменными продолжительное время (в геологическом смысле) или изменяются медленно, то в большинстве случаев преобразование минералов зависит от pH, Eh, состава и концентрации растворов.

Как правило, мы здесь имеем дело с системами полуоткрытого или открытого типа, когда минералообразование происходит с притоком и выносом вещества. Это обстоятельство осложняет физико-химическую интерпретацию минеральных парагенезов различных стадий изменения осадочных пород.

Для терригенных пород стадии метагенеза можно наметить следующий ряд дифференциальной подвижности компонентов: H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , MgO , CaO , FeO , SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 . Этот ряд занимает промежуточное положение между рядом для высокотемпературного процесса скарнообразования и рядом гидротермально-метасоматического процесса образования флогопитовых месторождений.

В заключение несколько резюмирующих замечаний о направлении преобразования минералов в осадочном процессе.

Первичные—обломочные каркасные силикаты и кварц растворяются и дают начало вторичным—кварцу, плагиоклазам, щелочным полевым шпатам, преобразуются с гидратацией и изменением координации алюминия (с 4 на 6) в гидратированные каркасные силикаты—цеолиты и сложные цепные силикаты—пренит, пумпеллит, эпидот или же замещаются слоистыми силикатами—серицитом, мусковитом или хлоритом. Весьма вероятно, что высокое давление способствует последнему процессу.

Первичные—обломочные слоистые силикаты—слюды на первой стадии изменения (катагенез) гидратируются и отдают катионы раствору—переходят в три- и диоктаэдрические гидрослюды и в каолинит. При этом часто возникают смешаннослойные фазы

(переходные). По терминологии Ж. Милло [46] это деградационные изменения.

На второй стадии изменения (метакристаллизация, а иногда еще на этапе позднего катагенеза) процессы развиваются в противоположном направлении: дегидратация, внос и закрепление катионов в решетке с образованием диоктаэдрических гидрослюдов $2M_1$, серицита, мусковита, пакетов мусковита и хлорита по обломочному биотиту или хлоритов (существенно магнезиальных поли типа Ib , 14\AA , $\beta=97^\circ$).

Аутигенные слоистые силикаты — глинистые минералы на протяжении обеих стадий постепенно дегидратируются, адсорбируют из растворов катионы и закрепляют их в решетке. Смешанно-слоистые минералы с разбухающими слоями с увеличением степени изменения исчезают — превращаются в слюды или хлориты.

Преобразование каолинита идет путем надстройки слоя кремнекислородных тетраэдров (кремнезема в растворах всегда достаточно), привноса и закрепления в решетке калия или натрия, в результате чего образуются гидрослюды мусковитового или парагонитового ряда и мусковит или парагонит. Таким же путем происходит превращение аутигенных гидрослюдов $1M$ в гидрослюды $2M_1$, мусковит или парагонит.

У монтмориллонита диоктаэдрического идет постепенное увеличение роли калия в обменном комплексе катионов (взаимодействие с растворами) и закрепление калия в решетке (подогрев в условиях высокого давления), в результате он превращается в гидрослюду $2M_1$, серицит и мусковит. Монтмориллониты триоктаэдрические в результате привноса магния и железа и фиксации их в решетке аналогичным способом, вероятно, превращаются в хлорит и стильпномелан. Вероятно, в большинстве случаев эти превращения происходят через промежуточную смешанно-слоистую фазу.

В группе хлоритов от стадии к стадии с увеличением степени изменения наблюдается последовательная смена политипов: Ib , 7\AA , Ib , 14\AA , $\beta=90^\circ$, Ib , 14\AA , $\beta=97^\circ$. На самой высокой стадии изменения (поздний метакристаллизация) преобладает политип Ib .

Изменение глинистых минералов в осадочных толщах от кембрия до неогена Франции и Северной Африки детально изучены Г. Дуанье де Сегонзаком [84]. С ростом глубины погружения (T и p) каолинит переходит в диккит и накрит. Как побочный процесс преобразования каолинитовых минералов отмечается иллитизация (гидрослюдизация) (рис. 39). Монтмориллониты превращаются в гидрослюды или хлориты, соответственно при наличии калия или магния в поровых водах и практически исчезают в зоне метакристаллизации (рис. 40). Смешанно-слоистые фазы типа гидрослюда — монтмориллонит, монтмориллонит—вермикулит неупорядоченные, через упорядоченные смешанно-слоистые фазы типа аллевардита переходят в гидрослюду, а смешанно-слоистые фазы типа корренсит — монтмориллонит и корренсит — вермикулит — в хлорит (рис. 41).

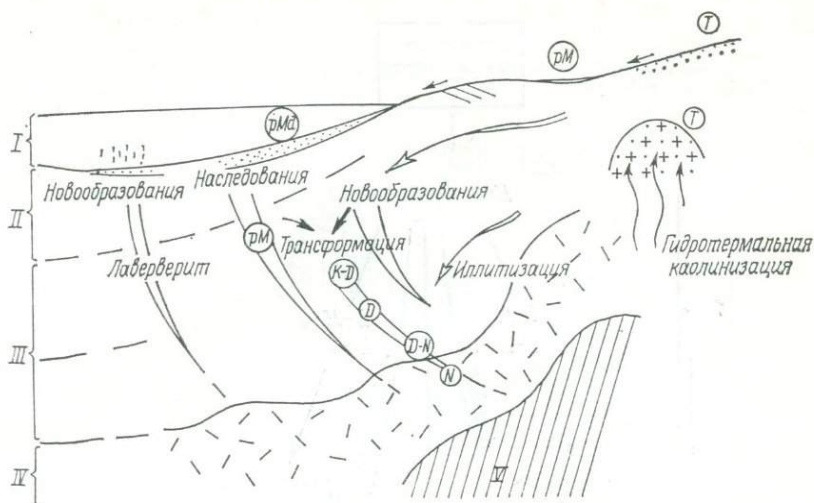


Рис. 39. Эволюция минералов группы каолинита. По Г. Дуанье де Сегонзаку [84].

I — седиментогенез; II — ранний диагенез; III — поздний диагенез; IV — анхизона; V — эпизона; К — каолинит; D — диккит; N — накрит; структуры: pM — псевдомоноклинные, T — триклинные.

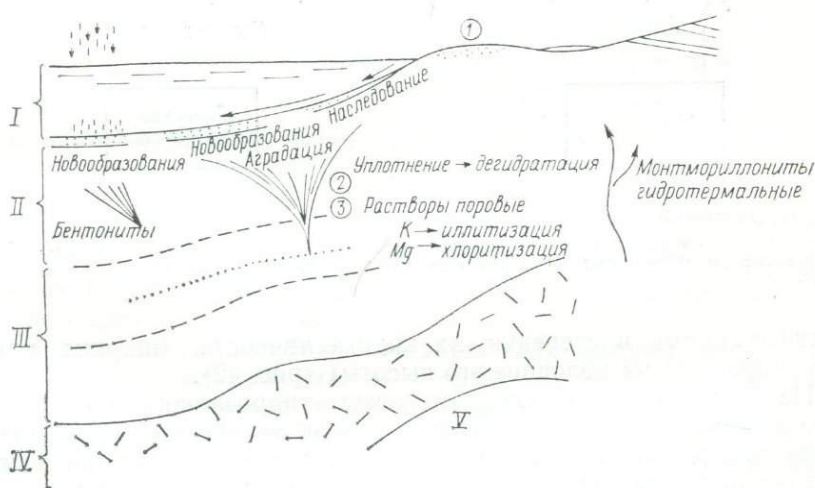


Рис. 40. Эволюция монтмориллонитов. По [84].

I—V — см. рис. 39; 1 — деградация; 2 — дегидратация; 3 — аградация.

Наиболее подробно изучены иллиты (гидрослюды). Терригенные и новообразованные гидрослюды 1M, 1Md зоны начального катагенеза в зоне позднего катагенеза и метакатагенеза трансформируются в гидрослюды 2M₁. Эти переходы хорошо аргументированы наблюдениями над морфологией частиц, полиморфными

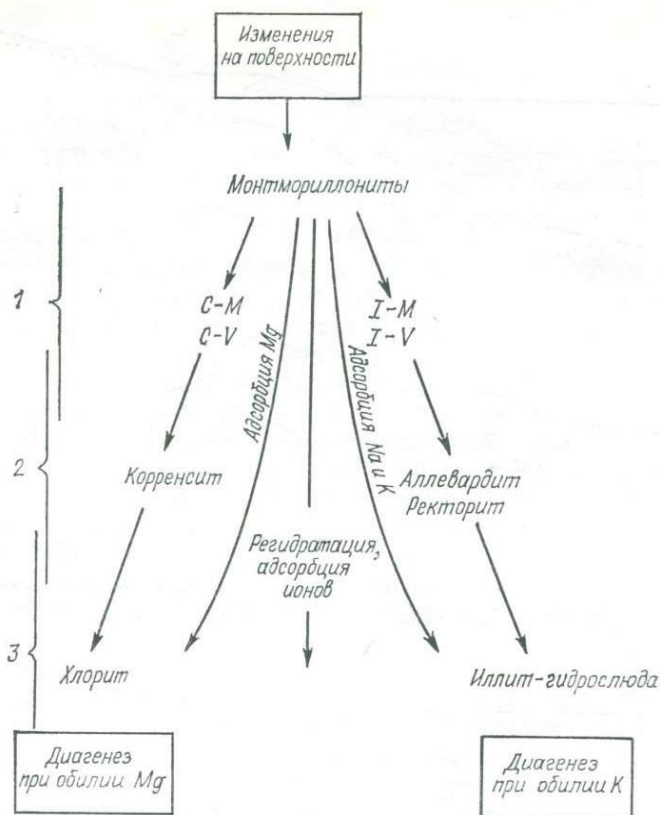


Рис. 41. Эволюция смешаннослойных минералов. По [84].

Минералы: 1 — смешаннослойные неупорядоченные, 2 — смешаннослойные упорядоченные, 3 — простые упорядоченные; C — корренсит; V — вермикулит; I — иллит; M — монтмориллонит.

модификациями и степенью их кристалличности (ширина пика 10Å гидрослюда на половине его высоты) (рис. 42).

На этой же схеме автор допускает гидрослюдизацию каолинита в зоне позднего катагенеза и в зоне метагенеза. Преобразование гидрослюда включает постепенный переход алюминия в четверную координацию, магния — в шестерную и заселение межслоевых промежутков натрием и калием для компенсации возрастающего заряда слоев.

Изменения хлоритов выражаются в возрастании их термической устойчивости и улучшении окристаллизованности.

Как видно из этого, многие положения, установленные на объектах Франции и Африки, близки к результатам, полученным нами на материале по территории СССР и других стран мира.

Карбонатные минералы подвергаются перекристаллизации без привноса и с привносом вещества. Одновременно на протяжении

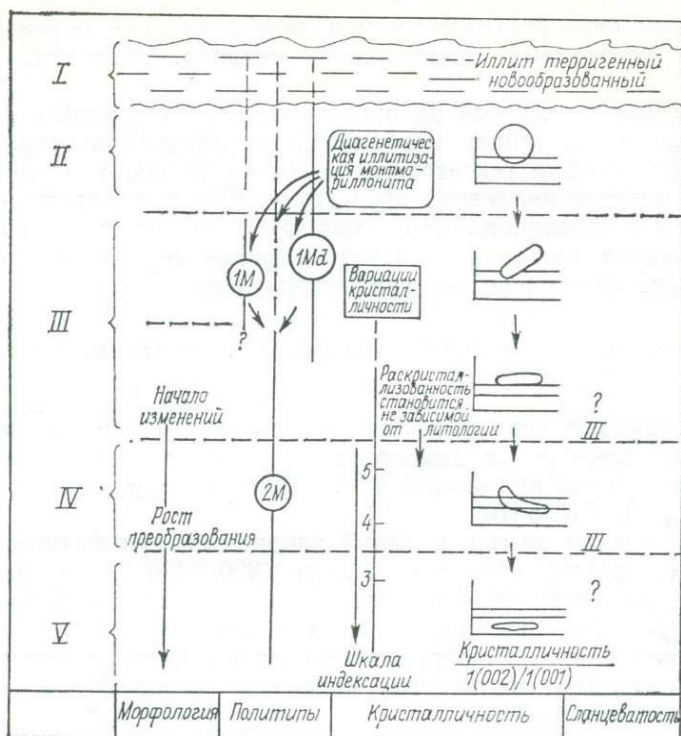


Рис. 42. Эволюция гидрослюд. По [84].

I-V — см. на рис. 39.

обеих стадий идет осаждение карбонатов из растворов и образование их как побочных продуктов при изменении каркасных силикатов и цветных слюд.

Основная масса сульфатов является седиментогенными и диagenетическими минералами. В стадию катагенеза образование сульфатов наблюдается сравнительно редко и происходит путем осаждения из растворов по трещинам и пустотам. Вторичные сульфаты чаще всего встречаются в соленосных отложениях.

Сульфиды железа и тяжелых металлов также главным образом диagenетические минералы. В катагенезе и метагенезе происходит их частичное растворение и переотложение, а также образование из растворов и как побочных продуктов изменения цветных слюд и других феррических минералов, исключение составляют нефтеносные толщи, где в катагенезе наблюдается интенсивная пиритизация в области ВНК.

Окислы и гидроокислы в большинстве своем продукты предыдущих стадий пороодообразования, в катагенезе и метагенезе они

подвержены перекристаллизации и дегидратации с образованием наиболее устойчивых модификаций — кварца, гематита, рутила и др.

Об ископаемых углей на протяжении обеих стадий стремится постепенно к созданию наиболее плотной и ориентированной структуры: плоские гексагональные сетки углерода закономерно ориентируются параллельно друг другу, теряют поперечные связи (радикалы и функциональные группы) и на самой высокой стадии изменения (поздний метагенез и фация зеленых сланцев регионального метаморфизма) графитизируются.

2. НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследование трансформации глинистых минералов при повышенных давлении и температуре в присутствии минерализованных растворов выполнено В. А. Франк-Каменецким, Н. В. Котовым и Э. А. Гойло [70].

Как показали опыты, в калий хлоридных, сульфатных и карбонатных средах при температуре 290—490 °С и давлении 100 МПа каолинит превращается в смешаннослойную бейделлитоподобную фазу, калиевую слюду — монтмориллонит и мусковит. По каолиниту 1Тк образуются слюды с преобладанием поли-типа 1М над 2М₁, по диккиту — слюды с 2М₁ и 1М при продолжительности опыта 3 сут.

В тех же *p*—*T*-условиях, но вместо калия в растворы вводится натрий, и по каолиниту образуется парагонит (конечный продукт).

Подобные изменения описаны в природных условиях: образование парагонитовых гидрослюд и парагонита в среднекаменноугольных глинистых породах Донецкого бассейна [23], в каменноугольных отложениях Род-Айленда в США [98].

В хлоридных и сульфатных растворах с магнием при тех же *p*—*T*-условиях и выдержке по каолиниту образуются ректорит, смешаннослойный хлорит — монтмориллонит, тальк и кварц (рис. 43).

Каолиниты, подвергнутые стрессовому давлению от 100—200 до 500—1100 МПа без минерализованных сред, обнаружили ухудшение степени совершенства структуры — разупорядочение. Такое же по значению гидростатическое давление не оказывает влияния на структуру каолинита.

Подобные соотношения известны в природных объектах, на которые мы уже ссылались (см. выше филлиты в протерозое Украины и др.).

Монтмориллониты в калийхлоридных, сульфатных и карбонатных средах при температуре 200—500 °С, давлении 100 МПа и выдержке 1—3 сут превращаются в смешаннослойные фазы калиевая слюда — монтмориллонит и в фенгит. В средах, содержащих натрий, при тех же условиях монтмориллониты преобразу-

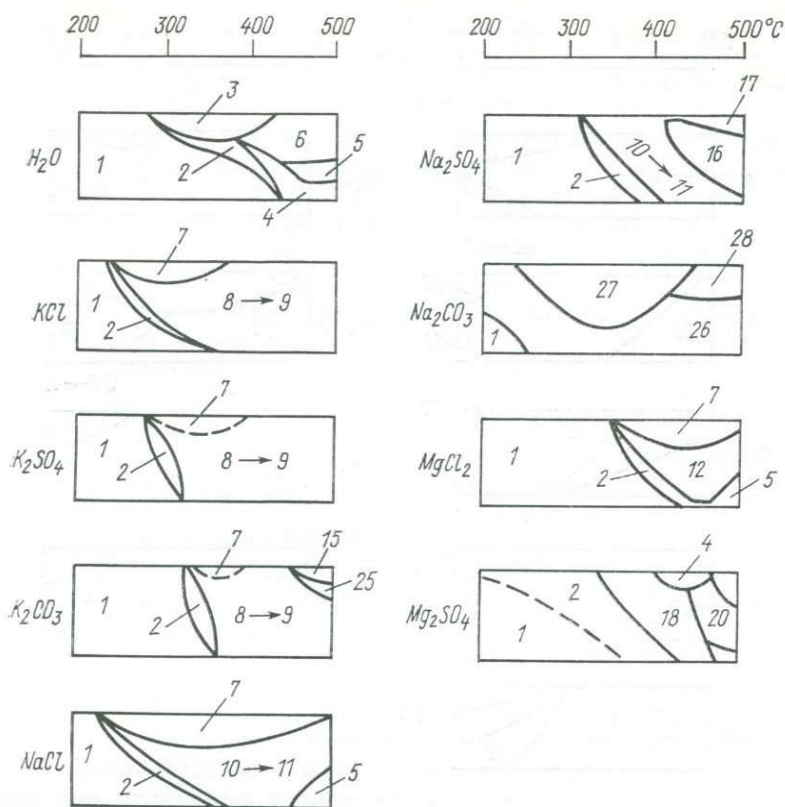


Рис. 43. Трансформация каолинита при гидротермальной обработке при $p_{H_2O} = 100$ МПа, 1—3 сут. По В. А. Франк-Каменецкому и др. [70].

Поля синтеза: 1 — исходный каолинит; 2 — тот же каолинит, разупорядоченный; 3 — упорядоченный смешаннослойный пиррофиллит — монтмориллонит; 4 — гидральсит; 5 — андалузит; 6 — пиррофиллит; 7 — бейделлитовая фаза; 8 — частично упорядоченная смешаннослойная фаза К-слюда — монтмориллонит; 9 — мусковит; 10 — частично упорядоченная смешаннослойная фаза Na-слюда — монтмориллонит; 11 — паргонит; 12 — Са-ректорит; 15 — кальсилит; 16 — альбит; 17 — нозеан; 18 — частично упорядоченный смешаннослойный хлорит — монтмориллонит; 20 — тальк; 25 — лейцит; 26 — натродавин; 27 — анальцит; 28 — нефелин.

ются в алюминиевые монтмориллониты, анальцит, олигоклаз, альбит, кристобалит.

В хлоридных и сульфатных средах в присутствии магния монтмориллониты превращаются в смешаннослойные фазы хлорит — монтмориллонит, серпентин, триоктаэдрический монтмориллонит и кристобалит (рис. 44).

Авторы показали, что трансформация происходит путем структурных перестроек, и новообразованные минералы наследуют фрагменты структур исходных минералов.

«Детальные рентгеновские, электронно-микроскопические и микродифракционные исследования продуктов фазовых преобра-

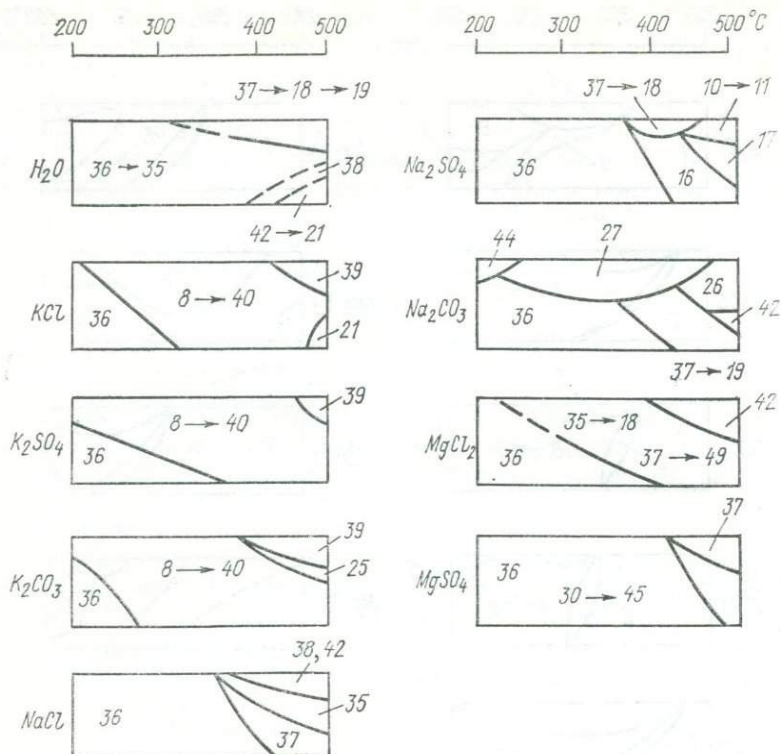


Рис. 44. Трансформация диоктаэдрического монтмориллонита в гидротермальных условиях при $p_{H_2O} = 100$ МПа, 1—3 сут. По [70].

Поля синтеза 8, 16—18, 25—28 см. на рис. 43; 19 — хлорит 14 А; 21 — кварц; 35 — Al-монтмориллонит; 36 — исходный Al—Mg—Fe-монтмориллонит; 37 — триоктаэдрический монтмориллонит; 38 — олигоклаз; 39 — K-полевой шпат; 40 — фенгит; 42 — кристобалит; 45 — частично упорядоченный смешаннослойный Mg—Al-серпентин—триоктаэдрический монтмориллонит; 49 — сепнолит.

зований в опытах с различной экспозицией приводят к выводу о трансформационном характере этих процессов, когда фрагменты структур исходных материалов используются новообразованиями как готовый строительный материал. В частности, замещение бейделлитоподобной фазой гексагонов каолинита без существенного нарушения их габитуса свидетельствует о том, что структура исходных материалов в гидротермальных условиях не распадается на отдельные ионы или атомы, а реагирует на внешнее воздействие таким образом, что сохраняется ее главный слоистый мотив, осуществляется лишь местное перераспределение первоначальных Si—O, Al—OH и прочих связей» [70, с. 146].

Таким образом, эксперименты в лаборатории в общем подтверждают и достаточно хорошо согласуются с наблюдениями в природных условиях. Некоторые различия вполне естественны,

так как гидротермальный синтез осуществляется в закрытой системе («бомбы»), а в природных условиях преобладают системы открытого и полукрытого типа и возможно влияние фактора времени.

Этим, вероятно, объясняются более высокие температуры перехода глинистых минералов в слюдистые, т. е. более высокие температуры при кратковременном воздействии (лабораторные опыты) приводят к тем же результатам, что и более низкие температуры в течение длительного времени (природные условия).

Вторичные изменения осадочных пород происходят закономерно, но эти закономерности еще недостаточно исследованы. Изучение процессов изменения осадочных пород наталкивается на целый ряд трудностей, которые отмечались неоднократно на страницах этой книги.

Одно из затруднений заключается в наличии многих независимых и изменчивых факторов, определяющих характер изменений: первичный состав пород, температура, давление, состав и минерализация поровых вод, рН и Eh среды.

Если первичный состав пород можно дифференцировать — рассматривать породы определенного состава, а температура и давление коррелируют между собой и зависят от глубины погружения, то остальные факторы, хотя и подчиняются общим закономерностям, но вместе с тем могут многократно изменяться на протяжении времени существования осадочной породы.

Другая трудность заключается в том, что большая часть минералов полигенетична — одни и те же минералы могут образоваться при различных процессах. Так, например, хлориты образуются при процессах выветривания, седиментогенеза и диагенеза, в стадию катагенеза и метагенеза, при процессах метаморфизма и гидротермальной деятельности. Другим примером может служить кварц, образование которого происходит почти при всех эндогенных и экзогенных процессах. Полигенетичны также полевые шпаты, слюды, гидрослюды, каолинит, диксит, смешанно-слоистые минералы и многие другие. И даже такой минерал, как роговая обманка, возникающая главным образом при эндогенных процессах, неоднократно описывался как новообразование в осадочных породах (глаукофановый амфибол — родусит).

Однако это обстоятельство не должно обескураживать исследователей. Имеются достаточно надежные методы, помогающие ориентироваться в такой «неразберихе». Это, во-первых, парагенетический анализ и, во-вторых, изучение политипии — структурных различий минералов.

Рассмотрим более подробно минералы группы цеолитов. Цеолиты, как было показано выше, используются для характеристики и корреляции стадий и зон вторичных изменений осадочных пород. Выделяется анальцим-гейландитовая ассоциация цеолитов, характерная для раннего катагенеза, — зона неизмененного глинистого вещества и ломонтит — сколецитовая, встречающаяся

в породах стадии позднего катагенеза с измененным глинистым веществом.

Вместе с тем Н. В. Рентгартен [57] описала ломонтит совместно с анальцимом в нижнеюрских отложениях бассейна р. Малки на Кавказе. По условиям нахождения и парагенезам минералов она пришла к выводу, что цеолиты образовались в стадию седиментогенез-диагенеза, и предлагает выделять самостоятельную геохимическую фацию с цеолитами, близкую к глауконитовой.

К. Крук [1963 г.] отмечает в вулканогенных граувакках неогеновых толщ о-вов Фиджи гейландит и анальцим совместно с пренитом и пумпеллитом, которые характерны для стадии раннего метагенеза.

В. П. Шашкина [1958 г.] описала ломонтит совместно с гейландитом, томсонитом и другими цеолитами в базальтах Воьны. Подобные парагенезы цеолитов известны и в других месторождениях гидротермального генезиса.

Как же объяснить приведенные факты и реабилитировать цеолиты как индикаторы степени изменения осадочных пород?

В базальтах Воьны ломонтит выделяется обычно позже хлорита и раньше анальцима, так как содержит включения хлорита и интенсивно замещается анальцимом. Несколько позже ломонтита выделяются натролит и томсонит. Последними образуются анальцим, гейландит, птилолит. Обнаружены две генерации анальцима: одна ранняя, до образования всех цеолитов, другая поздняя — анальцим этой генерации замещает ломонтит, томсонит и натролит. Автор пишет: «Как показывает анализ конкретных парагенетических схем, приведенных в литературе для различных месторождений цеолитов, такие отступления от правила Корню не являются редкостью и служат признаком пульсирующего неравномерно-ритмического изменения температуры и химизма растворов...». И далее: «Гейландит и птилолит во всех изученных нами базальтовых покровах встречаются обособленно от других цеолитов: по соотношению с другими минералами гидротермального комплекса с несомненностью устанавливается, что это наиболее низкотемпературные цеолиты» [В. Н. Шашкина, 1958, г., с. 343—344].

Таким образом, в этом случае имеется строго определенная последовательность выделения минералов из гидротермальных растворов, связанная с постепенным понижением температуры: ломонтит, натролит, томсонит, гейландит, птилолит, анальцим.

В первом случае, описанном Н. В. Рентгартен, еще раз мы наблюдаем полигенетичность минералов. Обстановка, в которой найдены эти цеолиты, парагенезы минералов, характер вмещающих пород, степень их изменения свидетельствуют о том, что ломонтит и анальцим образовались в диагенезе.

И наконец, нахождение гейландита и анальцима в породах зоны пренита и пумпеллита в вулканогенных граувакках и эффузивных породах о-вов Фиджи также находит себе удовлетвори-

тельное объяснение. В этих породах присутствуют ассоциации минералов жил (vein assemblages), среди которых найдены кальцит, филлосиликаты, ломонтит, стильбит и др. Можно предполагать, что здесь имеет место наложение последующих гидротермальных процессов на регионально измененные породы. На островах отмечена неогеновая вулканическая деятельность.

Все это дает основание воздержаться от пессимистической оценки значения цеолитов для определения степени изменения пород.

Следующая трудность изучения вторичных изменений осадочных пород заключается в том, что парагенезы стадий и зон изменения почти всегда находятся «на некотором расстоянии» от внутреннего равновесия в системе состав—температура—давление, т. е. оно может быть достигнуто и снова нарушено вследствие изменения состава и концентрации растворов, изменения рН и Eh среды (подвижное — изменяющееся равновесие). Поэтому во многих случаях на определенных стадиях изменения могут возникнуть новые минералы в результате изменения рН, Eh и т. п., а также присутствовать минералы предшествующих стадий — реликтовые, которые не успели трансформироваться или изменения которых вообще не происходило из-за отсутствия строительного материала или же недостаточно высоких p — T -параметров среды.

Это обстоятельство также не должно приводить исследователей к пессимистическим выводам. Описанная выше картина образования и изменения осадочных пород, по убеждению авторов, является лишь грубой схемой — первым приближением к истинной: природные процессы всегда намного сложнее наших схем, даже самых совершенных.

Таким образом, минералогические и структурные критерии дают возможность только качественного определения степени изменения осадочных пород — выделения стадий, этапов и зон вторичных изменений осадочных пород. Вместе с тем имеется целый ряд количественных методов определения степени изменения пород, которые с течением времени все больше и больше совершенствуются.

3. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СТЕПЕНИ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В настоящее время степень изменения определяют следующими методами:

- 1) по характеру контактов между зернами в зернистых породах, выраженному в виде различных коэффициентов;
- 2) по пористости (полной пористости) глинистых пород;
- 3) по степени кристалличности некоторых аутигенных глинистых минералов — остроте пика 10\AA гидрослюд;
- 4) по отражательной способности витринита и его показателям преломления, измеренным в иммерсии;
- 5) по интенсивности флюоресценции спор и споринита.

1. Первые попытки исследования контактов были предприняты Д. М. Тейлор [1950 г.]. Автор подсчитывала число различных контактов; степень изменения пород оценивалась по увеличению числа сутурных контактов.

Впоследствии О. А. Черников [71] предложил подсчитывать число пересечений контактов зерен на единицу длины микрометренной линейки в шлифах и определять средний размер зерен. Степень «метаморфичности» C определялась из выражения $C = (\pi/8)nd$, где n — число пересечений контактов на единицу длины микрометренной линейки; d — средний размер зерна.

С. С. Савкевич [1965 г.] усложнил методику определения I — коэффициента «метаморфичности»: $I = W/P + A + C$, где W — число вторичных контактов (конформные, инкорпорационные, сутурные); P — первичных контактов (тангенциальные — точечные и протяженные); A — число контактов на одно зерно; C — число сутурных контактов.

Оба метода применимы главным образом к песчаникам, лишенным цемента или содержащим небольшое количество цемента и более или менее однородные по размеру зерна.

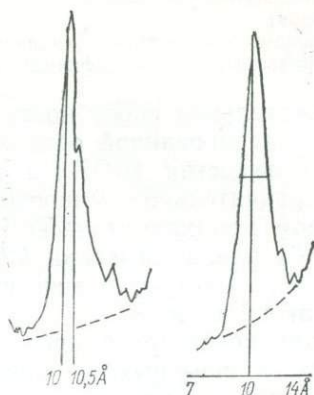
В дальнейшем Нгуен Бьеу [49] изменил методику определения I — коэффициента метаморфичности, предложив дополнительно находить протяженность контактов кварца и полевого шпата $I = W/P + K_n$, где W — число вторичных контактов; P — первичных контактов; K_n — протяженность вторичных контактов [коэффициент, равный протяженности контактов l , деленной на средний диаметр двух соприкасающихся зерен $(d_1 + d_1)/2$]. По этому методу можно определять степень изменения песчаников и алевролитов, содержащих до 30 % цементирующего вещества.

Однако все эти методы трудоемки и не получили широкого распространения. Новый экспресс-метод разработан одним из авторов [53]. Метод заключается в определении коэффициента изменения структуры K . Определение производится в шлифах при помощи микрометренной линейки (увеличение 72; 160) — подсчитывается число контактов зерен и периметров зерен в 20—25 пересечениях шлифа микрометренной линейкой. Расчет ведут по уравнению $K = 2n_k/n_p$ или $(n_k/n_p)/2$, где n_k — число контактов зерен; n_p — число пересечений периметров зерен.

Для определения K в одном образце требуется 15—20 мин. Из опыта работы в Донецком бассейне и Причерноморской впадине коэффициент K для стадий и этапов катагенеза и метагенеза имеет следующие значения: катагенез ранний — менее 0,35, средний — 0,35—0,54, поздний — 0,55—0,76, метагенез ранний — 0,77—0,90, поздний — более 0,90.

2. Пористость глинистых пород может служить приближенным показателем степени изменения, так как она зависит от ряда факторов: состава пород, содержания ОБ, возможности и скорости отжатия поровых вод, наличия локальной цементации, размеров теплового потока и др., которые в каждом конкретном случае проявляются по-разному.

Рис. 45. Определение остроты пика 10 Å гидрослюд по методу К. Вивера и Г. Дуанье де Сегонзака.



Так, по данным Н. Б. Вассоевича [11] при начальной пористости у поверхности земли 50 % на глубине 2 км пористость глинистых пород 25—20 %, а на глубине 5 км — 5—7 %. Исследования М. Л. Озерской и др. [52] показали, что при начальной пористости пластичных глинистых пород у поверхности земли 50 % на глубине 3 км пористость уменьшается до 15—20 %. Пористость глинистых пород среднего карбона Донбасса на стадии раннего катагенеза в пределах 20—40 %, позднего катагенеза (погружение на глубину 5 км) 5—7 %, позднего метагенеза (погружение на 9—10 км) менее 2—4 %.

3. Отношение высоты 10 Å рефлекса гидрослюд к высоте дополнительного рефлекса на внутренней стороне пика 10 Å уже давно привлекается для определения степени изменения осадочных пород [С. Е. Weaver, 1960 г.]. Этот индикатор также является недостаточно точным, и разными авторами приводятся плохо сопоставимые его значения. По-видимому, это связано с неидентичными условиями эксперимента.

Французские литологи [84] предлагают определять степень кристалличности по ширине 10 Å пика на половине его высоты, выраженной в миллиметрах (рис. 45).

Острота пика гидрослюд по первому методу для осадочных пород геосинклинали Уачита США следующая: формация Атока — 1,8, формация Стенли — 2,3, начальный, очень слабый метаморфизм — 4,5, очень слабый метаморфизм — 6,3, метаморфизм эпизоны — 12,1.

Для терригенных пород палеозоя Тянь-Шаня по Нгуен Бьеу [49] она изменяется от 1 до 10 от катагенеза до позднего метагенеза.

Степень кристалличности гидрослюд по методу Г. Дуанье де Сегонзака [84] в породах разной степени изменения Франции и Северной Африки следующая, мм:

Стадия раннего катагенеза (ранний диагенез по терминологии французских авторов)

Стадия позднего катагенеза и раннего метагенеза (поздний диагенез французских авторов) 5,5—9,0

Стадия позднего метагенеза (анхизона французских авторов) 3,5—5,5

Зона регионального метаморфизма — эпизона менее 3,5

4. Отражательная способность витринита определяется на образцах концентрированной органики (угли) или рассеянного органического вещества (РОВ) в аншлифах. Измерения производятся на сравнительном микроскопе — установке ПООС-1 в поляризованном монохроматическом свете с длиной волны 546 нм в воздухе $R_{\text{в}}^{\circ}$ или в иммерсии $R_{\text{им}}^{\circ}$ (в кедровом масле). В качестве эталона используют оптические стекла с отражательной способностью от 4,2 до 18 R° .

Измерение показателей преломления витринита производится в иммерсии в обычных и специальных высокопреломляющих жидкостях путем наблюдения полоски Бекке.

Для различных стадий и этапов изменения пород они имеют следующие значения:

	$R_{\text{им}}^{\circ}, \%$	$10R_{\text{в}}^{\circ}$, усл. ед.	n
Ранний катагенез или протокатагенез	0,25—0,45	5—69	<1,720
Средний катагенез или мезокатагенез (МК ₁ и МК ₂)	0,45—0,85	67—82	1,720—1,81
Поздний катагенез или мезокатагенез (МК ₃ , МК ₄ , МК ₅)	0,85—2,00	83—107	1,81—1,97
Ранний метагенез или апокатагенез (АК ₁ , АК ₂)	2,00—3,50	108—138	1,96—2,00
Поздний метагенез или апокатагенез (АК ₃ , АК ₄)	3,65—11,00	139—150	1,99—2,06

5. Метод определения интенсивности свечения спор и споринита был предложен сравнительно недавно, и первые результаты определений в СССР опубликованы Н. В. Лопатиным, В. И. Ручновым и другими в 1976 г.

Интенсивность свечения в условных единицах IF_s при длине волны монохроматического света 546 нм изменяется в пределах от 0,12 на стадии раннего катагенеза (протокатагенез ПК₂) до 1,0 на стадии позднего катагенеза (мезокатагенез МК₃).

В связи с тем что применение этого метода ограничено узкими рамками слабо измененных пород, более подробное описание метода мы здесь не приводим.

II. ОКЕАНЫ

В океанах породы, находящиеся на стадии метагенеза, достоверно не установлены. В скважинах глубоководного бурения встречаются мраморизованные известняки и мраморы, а также обнаружено ОВ в глинистых и карбонатных породах, измененное до стадии тощих углей и антрацитов (скв. 105 у берегов Северной Америки в Атлантическом океане, скв. 367 и 368 у берегов Африки в котловине Зеленого мыса — рейс 41 «Гломар Челленджер»

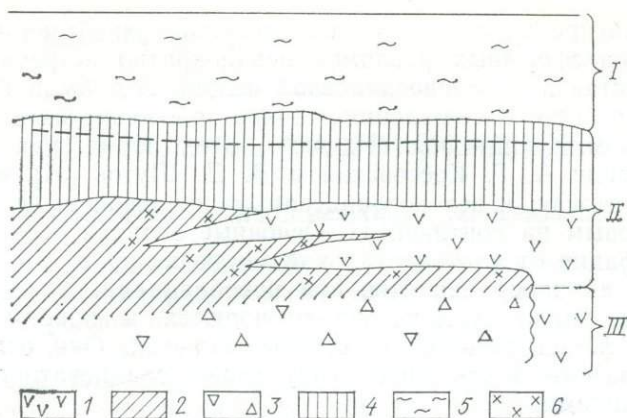


Рис. 46. Схема распространения фации метagenеза и узловатых сланцев (зеленых сланцев) в океанах.

I — первый слой океанской коры; *II* — второй слой океанской коры; *III* — базальтовый слой; 1 — интрузии; 2 — вулканогенные и осадочные породы; 3 — базальты; 4 — консолидированные осадки; 5 — неконсолидированные осадки; 6 — зона метagenеза.

и др.). Однако все эти случаи глубокого изменения осадочных пород связаны с внедрением силлов диабазов или пластовых интрузий и даек основных магматических пород.

В ряде скважин глубоководного бурения встречены базальты, измененные до зеленосланцевой стадии. Так, например, в скв. 499 на фланге Центральноамериканского желоба неогеновые базальты сильно изменены [32]. Вторичные минералы представлены корренситоподобным смешаннослойным минералом хлорит-монтмориллонитового типа, ломонитом и амфиболом.

Во впадине Науру в скв. 462 — 62-й рейс «Гломар Челленджер» — толеитовые базальты, залегающие под меловыми отложениями, изменены до стадии зеленых сланцев. Вторичные минералы представлены хлоритом, тальком, смешаннослойными фазами, цеолитами, кальцитом, актинолитом, тремолитом, пиритом, магнетитом и гидроокислами железа. Такой комплекс минералов свидетельствует об изменениях разного типа: от высокотемпературных — зеленосланцевых до средне- и низкотемпературных — гидротермальных [32].

Вторичные изменения базальтов в скв. 456 в Филиппинском море (Марианский кряж вблизи оси спрединга) описаны Д. Нейтландом и др. [95]. В скв. 456 установлена толща 10—15 м измененных базальтов. Они интенсивно хлоритизованы, жилы и везикулы выполнены опалом, кварцем, хлоритом, кальцитом, пиритом и халькопиритом. Некоторые везикулы заполнены смектитом и палагонитом. Над базальтами залегают толща измененных туфов, которые содержат кварц, вайрацит, хлорит, эпидот. Все это, по мнению названных авторов, свидетельствует о гидротермальном и зеленосланцевом изменении базальтов.

При драгировании в пределах срединных хребтов океанов и в зонах трансформных разломов неоднократно встречались породы цеолитовой и зеленосланцевой фаций. Это были базальты, долериты, габбро. К сожалению, точное положение их в разрезах установить затруднительно. Изучение этих пород, как справедливо отметили А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов [31], показало, что и цеолитовая, и зеленосланцевая фации океанов не тождественны таковым на континентах. Основные отличия океанской цеолитовой фации от континентальной заключаются в том, что имеется широкий набор цеолитов при преобладании натриевой разновидности. Также существенно отличаются и породы зеленосланцевой фации океанов от континентальных. Они отличаются широким развитием смектитов, отсутствием сланцеватости и другими признаками.

По материалам В. Д. Шутова [1982 г.] в базальтах дна океана выделяется три последовательные стадии изменения:

I. Дейтерогенная — взаимодействия базальтового расплава с водой, когда образуются крупные и мелкие пузыри (визукулы), выполненные метаколлоидным хлорофеем (потоки, пиллоу-лавы) или по трещинам в базальтах — пироксены, актинолит, по оливину — тальк, хлорит и смектиты (силлы долеритов).

II. Гальмиролитическая — низкотемпературная или стадия палагонита с образованием палагонита, смектитов, цеолитов карбонатов по сидеромелановому стеклу.

III. Гидротермальная — корренситовая с образованием корренсита, кварца, альбита, эндота, а также смектитов и окислов железа и марганца.

Породы стадии метагенеза, цеолитовой и зеленосланцевой фаций в океанах следует ожидать в нижней части второго слоя океанской коры (слоя осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород), и в первую очередь вблизи срединных хребтов и в глубоководных желобах (зонах субдукции). Вероятно, они будут, как правило, нести черты не регионального метагенеза с переходом в фации регионального метаморфизма, а контактового метагенеза с переходом в метаморфические фации контактового метаморфизма и в продукты гидротермальной деятельности. Распространение фации метагенеза (а также цеолитовой и зеленосланцевой) следует ожидать пятнистое и полосовое, а не широкое региональное (рис. 46).

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ОСАДКОВ И ПОРОД

1. ВЫДЕЛЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЦИЙ

Осадки и породы образуются в конкретных физико-географических условиях и представляют собой геологические тела (пласты, слои, прослои и т. п.). Одновременно эти геологические тела состоят из того или иного минерала или сообщества минералов (ассоциаций или парагенезов), существование которых определяется физико-химическими и термодинамическими условиями.

Таким образом, рассматривая осадки и породы как геологические тела, мы имеем дело с обычными геологическими фациями (осадочными), рассматривая же их как парагенезы минералов, мы имеем дело с минеральными фациями.

Первоначально понятие минеральная фация было введено в науку применительно к метаморфическим породам [P. Eskola, 1920 г.; J. Vogt, 1927 г.; T. Bart, 1956 г.; F. Ternner, 1933 г.; 101 и др.]. Дальнейшая разработка этого учения на современной физико-химической основе произведена Д. С. Коржинским [1936, 1945, 1953, 1957 гг.]. В настоящее время понятие о минеральных фациях прочно вошло и в магматическую петрологию.

Минеральные фации могут выделяться в осадках и осадочных породах. Л. В. Пустовалов [1933 г., 1940 г.] и Г. И. Теодорович [1947 г.] развивают учение о геохимических фациях, устанавливаемых по парагенезам аутигенных минералов периода образования породы (седиментогенез и диагенез) и pH и Eh условиям среды.

О минеральных фациях измененных осадочных пород впервые мы находим указания в трудах Д. С. Кумбса, Г. Пекхема и К. Крука [D. S. Coombs, 1954 г.; 1958 г.; 96; K. Crook, 1963 г.], выделивших подобные фации в вулканогенных граувакках Австралии, Новой Зеландии и на о-вах Фиджи.

В Южной Зеландии вулканогенно-осадочные породы мезозоя и верхнего палеозоя содержат гейландит, замещающий вулканическое стекло и образующий цемент. Совместно с ним встречается и анальцим. В толщах осадочных пород Новой Англии, погруженных на глубину 5,1 км, встречаются те же цеолиты, альбитизация плагиоклазов не установлена. На основании этого выделяется анальцим-гейландитовая фация наиболее слабо измененных пород.

Второй тип минеральных ассоциаций, который Д. Тернер назвал цеолитовой фацией, обнаружен в Южной Новой Зеландии и Новой Англии в слоях, погруженных на глубину 7,3 км (слои North Range, Parry group). Эти слои характеризуются интенсивной ломонтитизацией, развитием по обломочным плагиоклазам

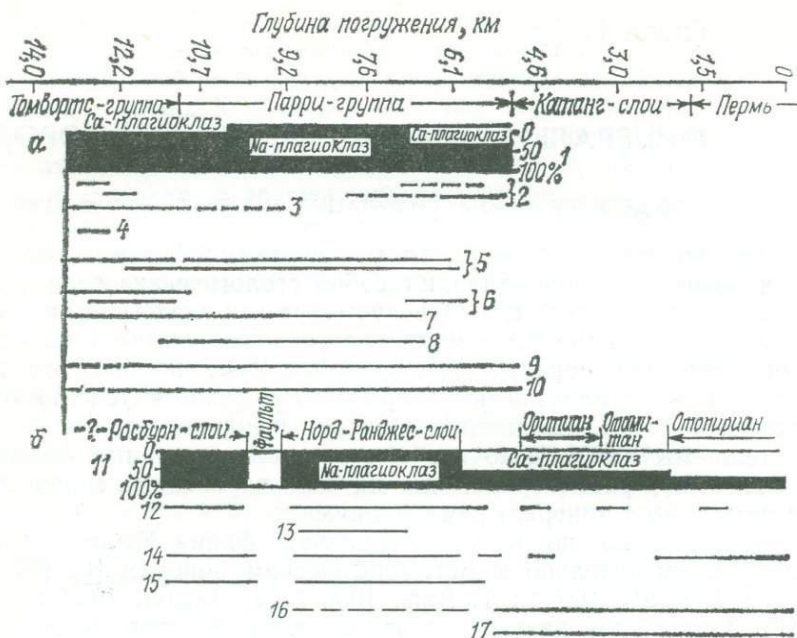


Рис. 47. Распределение аутигенных минералов в породах Австралии (а) и Новой Зеландии (б). По [96].

1 — доля шлифов литических неустойчивых арсенитов с Са-плагиоклазом; 2 — цеолиты (заменяющие полевой шпат); 3 — альбит (цемент); 4 — ортоклаз (цемент); 5 — пренит (замещающий полевой шпат) и цемент; 6 — кварц (в литических неустойчивых и полевошпатовых арсенитах); 7 — эпидот (цемент); 8 — пумпеллит (цемент); 9 — хлорит (цемент); 10 — кальцит (цемент); 11 — доля шлифов с Са-плагиоклазом; 12 — ломонтит; 13 — пренит; 14 — эпидот; 15 — пумпеллит; 16 — гейландит; 17 — анальцим.

альбита с серицитом или хлоритом. Они выделены в самостоятельную ломонтитовую фацию. Новообразования альбита известны и в Южной Новой Зеландии в ломонтитизированных туфах, но не имеется достаточно данных о парагенезе хлорит, серицит, альбит, ломонтит в цементе песчаников по обломочным плагиоклазам.

Положение эпидота, пренита и пумпеллита в этой фации неясно. Возможно, они появляются в породах с дефицитом кремнезема, а эпидот и альбит также могут присутствовать, но не являются характерными минералами. Можно предполагать, что пренит, пумпеллит (эпидот) характерны для более высоких давлений и температур, чем в породах ломонтитовой фации.

На основании этого выделяется пренит-пумпеллитовая фация с альбитизированными плагиоклазами. Эпидот и ломонтитовый цемент, а также альбит не являются типичными минералами в этой фации.

На более низком уровне, при погружении на 10,7 км, в ряде пород Новой Англии (Tamworth Group) альбит и эпидот слагают

цементы в песчаниках, а обломочные пироксены и амфиболы остаются неразложенными. Породы этого типа обычны в нижнем палеозое Нового Южного Уэльса. Биотита и актинолита они содержат мало. Эти породы по их общей характеристике кажутся более измененными, чем цеолитовая фация Ф. Тернера, но им не хватает текстурных черт зеленосланцевой и роговиковой (с эпидотом) фаций. В описанных фациях кварц и карбонаты могут присутствовать (рис. 47).

Сообщества пород близкого химического состава, характеризующиеся совокупностью структурно-минералогических признаков, возникших и устойчиво существующих на определенной стадии эпигенетического развития пород, являются фациями регионального эпигенеза и метагенеза [30]. Названными авторами выделены ряды фаций для мономинеральных, олигомиктовых и полиминеральных пород, а также рассмотрено соотношение этих фаций Верхоянья и Новой Зеландии (табл. 38).

Одним из авторов [38] дано следующее определение минеральной фации измененных осадочных пород. Осадочные породы одинакового состава, измененные в определенном диапазоне температур и давлений, с одинаковыми или близкими парагенезами аутигенных минералов (учитывая привнос и вынос вещества), возникшими после диагенеза и до метаморфизма (или выветривания), имеющие широкое региональное распространение, называются минеральными фациями.

Выделение минеральных фаций измененных осадочных пород производится на основании парагенезов аутигенных минералов, образовавшихся после диагенеза и до метаморфизма или выветривания.

Определение парагенезов аутигенных минералов этого типа в осадочных породах обычно осложняется наличием обломочных и аутигенных минералов, образовавшихся в седиментогенезе и диагенезе, так называемых реликтовых минералов. Обломочные минералы в большинстве случаев могут быть легко определены и отделены от аутигенных. Что же касается аутигенных, то время их образования определить подчас трудно, так как одни и те же минералы могут возникать на разных стадиях породообразования. Поэтому основная задача исследователя сводится к правильному определению аутигенных минералов данной стадии изменения и реликтовых минералов, образовавшихся ранее.

Естественно, что одинаковых или близких парагенезов аутигенных минералов нельзя ожидать в породах разного состава: в мономинеральных кварцевых песчаниках они будут одни, в аркозах — другие, в вулканогенных граувакках — третьи. Это положение предопределяет методику выделения минеральных фаций. Минеральные фации, так же как и в метаморфических породах, выделяются с учетом первичного состава и степени изменения осадочных пород.

В вулканогенных граувакках Австралии и Новой Зеландии широким распространением пользуются цеолиты, пренит, пумпел-

ТАБЛИЦА 38

Соотношение зон изменения терригенных пород Верхоянья и вулканогенных пород Новой Зеландии (по А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову)

Характер процесса	Терригенный комплекс Верхоянья		Вулканогенный комплекс Новой Зеландии	
	Зона	Минеральная ассоциация	Зона	Минеральная ассоциация
Начальный эпигенез	Неизменного глинистого цемента	Разнообразные, часто смешаннослойные минералы. Гейландит и стильбит по обломкам плагноклазов и эффузивов. Сохранение первичных структур	Гейландит-анальцимовая	Изменение вулканического стекла в анальцим и гейландит (встречается стильбит)
Глубинный эпигенез	Измененного глинистого и кварцево-регенерационного цемента	Исчезновение триоктаэдрических гидрослюдов с формированием хлорита и диоктаэдрических гидрослюдов, гидрослюдизация каолинита и монтмориллонита. Образование ломонтита по плагноклазам (и альбита). Образование мозаичных структур	Ломонтитовая	Замещение ломонтита и кальциевых плагноклазов ломонтитом и альбитом
Ранний метатгенез	Хлорито-гидрослюдистого цемента и кварцитовидных структур	Диоктаэдрические гидрослюды и хлорит. Сложномозаичные и начальнобластовые структуры	Пренит-пумпеллинитовая	Замещение ломонтита пренитом и пумпеллинитом
	Хлорито-мусковитового цемента и шиповидных структур	Исчезновение обломочного биотита и замена глинистых минералов мусковитом и хлоритом, образование пренита. Шиповидные структуры песчаников		
Поздний метатгенез	Эпидот-альбитовая фация зеленых сланцев	Новообразование эпидота, альбита, актинолита и стильпноmelана, широкое развитие хлорита и мусковита. Исчезновение пренита. Блассегрегационные структуры филлитов	Эпидот-альбитовая фация зеленых сланцев	Новообразование эпидота, альбита, актинолита и стильпноmelана. Широкое развитие хлорита и мусковита, исчезновение пренита и замещение калиевых полевых шпатов мусковитом
Региональный метаморфизм	—	—	Биотитовая фация зеленых сланцев	Новообразование биотита за счет взаимодействия хлорита и мусковита

лит, эпидот и альбит. Эти минералы и положены в основу выделения минеральных фаций и зон изменения.

В терригенных породах нормального состава для выделения зон изменения и минеральных фаций А. Г. Коссовская и В. Д. Шуттов [30] предлагают использовать стадийные изменения глинистого вещества и переработку структуры песчаных пород. Глинистое вещество пользуется широким распространением в самых различных осадочных породах — глинистых, песчаных, карбонатных и др. Кроме того, глинистое вещество обычно однотипно или сходно в основной массе глинистых пород и переслаивающихся с ними зернистых и карбонатных. Так, например, с мономинеральными кварцевыми песками и песчаниками обычно ассоциирует и мономинеральное глинистое вещество (обычно представленное минералами группы каолинита).

С этой же целью можно использовать степень изменения ОВ, определяемую по содержанию углерода, выходу летучих компонентов и отражательной способности витринита.

Заслуживают также внимания цеолиты. Цеолиты широко представлены в вулканогенных граувакках, также в полиминеральных зернистых породах, в карбонатных породах и нередко в ископаемых углях. На начальной стадии изменения осадочных пород образуются натрий-кальциевые и натрий-кальциевые многоводные цеолиты (гейландит, шабазит, анальцит, стильбит и др.), при более глубоких изменениях возникают преимущественно кальциевые или существенно кальциевые маловодные разновидности (ломонтит, сколецит и др.). Такая же последовательность существует в гидротермальных месторождениях (правило Корню). Таким образом, цеолиты в одних случаях могут быть использованы для выделения зон и фаций, в других — для корреляции зон и фаций.

Вопрос о соотношении цеолитов с терригенными породами, содержащими угли и органическое углистое вещество разной степени изменения, разработан Х. Кишем [92].

На рис. 48 показаны основные данные: гейландит-анальцимовая ассоциация цеолитов встречается с углями марок Б, Д, Д—Г и только в некоторых случаях с углями марки Г. Ломонтит встречается в породах с углями марок Г и К (коксовыми).

Наряду с глинистым, углистым веществом и цеолитами для этой цели могут быть использованы некоторые обломочные минералы, в частности биотит и полевые шпаты, изменения которых изучены достаточно детально.

В настоящее время выделяются следующие минеральные фации седиментогенез-диагенеза и измененных осадочных пород — катагенеза и метагенеза.

Фации седиментогенез-диагенеза.

На континентах выделяют следующие субаэральные и субаквальные фации [67].

Субаэральные фации:

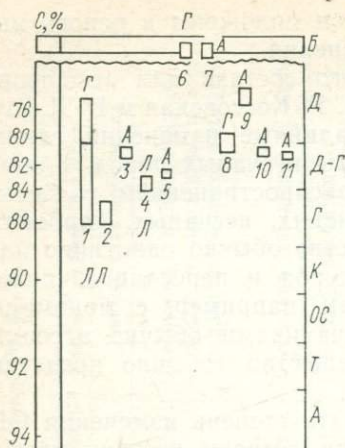


Рис. 48. Соотношение степени изменения углей с распространением аутигенных целолитов в терригенных породах угленосных формаций. По Х. Кишу [92].

1 — Ленский бассейн (мел); 2 — Сиднейский бассейн (пермь); 3 — Сиднейский бассейн, слои Ньюкастл (пермь); 4 — Хантер бассейн (верхнекаменноугольные отложения); 5 — Верри бассейн, Новый Южный Уэльс (верхнекаменноугольные отложения); 6 — Куширо бассейн, Хоккайдо (эоцен); 7 — Южная Дакота (палеоцен); 8 — Северная Аляска (верхний мел); 9 — ФРГ (нижний мел); 10 — Западная Виргиния (верхнекаменноугольные отложения); 11 — Ноттингемшир, Англия (верхнекаменноугольные отложения).

Кор выветривания силитные (монтмориллонитовые, каолининовые)
 Кор выветривания латеритные
 Пустынь
 Охр и дерновых руд низинных болот

Субаквальные фации (на континентах в озерах и морях — шельфовые):

Сильновосстановительная или сероводородная

- Содовая, $pH > 9,0$
- Известковая, $pH = 9,0 \div 8,0$
- Галогенная, $pH = 8,0 \div 7,2$
- Доломитов замещения, $pH = 8,0 \div 7,2$
- Колчеданно-боксито-кремнистая, $pH = 7,2 \div 5,0$
- Каолининовая, $pH = 5,5 \div 2,1$

Восстановительная — карбонатов и сульфидов железа

- Содовая, $pH > 9,0$
- Известково-сульфидно-анкеритовая, $pH = 9,0 \div 8,0$
- Галогенная, $pH = 8,0 \div 7,2$
- Сульфидно-сидеритовая, $pH = 7,2 \div 6,6$
- Колчедано-боксито-кремнистая, $pH = 6,6 \div 5,0$
- Каолининовая, $pH = 5,5 \div 2,1$

Слабовосстановительная

- Содовая, $pH > 9,0$
- Известковая с анкеритом, $pH = 9,0 \div 8,0$
- Галогенная, $pH = 8,0 \div 7,2$
- Сидеритовая, $pH = 7,2 \div 6,6$
- Галлуазит-боксит-кремнистая, $pH = 6,6 \div 5,0$
- Каолининовая, $pH = 5,5 \div 2,1$

Нейтральная

- Содовая, $pH > 9,0$
- Галогенная, $pH = 8,0 \div 7,2$
- Лептохлоритовая, $pH = 7,2 \div 6,6$
- Бокситовая (аллофан-галлуазитовая), $pH = 6,6 \div 5,0$
- Каолининовая, $pH = 5,5 \div 2,1$

Слабоокислительная

- Содовая, $pH > 9,0$
- Известково-глауконитовая, $pH = 9,0 \div 8,0$
- Галогенная, $pH = 8,0 \div 7,2$

Глауконитовая, $pH=7,2\div 6,6$
Галлуазит-боксит-кремнистая, $pH=6,6\div 5,0$
Каолинитовая, $pH=5,5\div 2,1$

Окислительная

Содовая, $pH>9,0$
Известковая, $pH=9,0\div 8,0$
Галогенная, $pH=8,0\div 7,2$
Доломитов замещения, силицитов и окисных руд железа и марганца, $pH=7,8\div 7,2$
Марганцево-железисто-кремнистая, $pH=6,6\div 5,0$
Каолинитовая, $pH=5,2\div 2,1$ (и кварцевых песков)

В океанах выделяют следующие фации.

Красной глубоководной глины — миопелагической с седименто-диагенетическими и диагенетическими железо-марганцевыми конкрециями (гидроокислов железа и марганца)

Красной глубоководной глины — эпелагической с седименто-диагенетическими и диагенетическими железо-марганцевыми конкрециями (гидроокислов железа и марганца, цеолитов и смектитов)

Карбонатных пелагических илов (фораминиферо-кокколитовых) с диагенетическими и седименто-диагенетическими железо-марганцевыми конкрециями

Кремнистых пелагических илов (диатомово-радиоляриевых) с седименто-диагенетическими и диагенетическими железо-марганцевыми конкрециями

Карбонатов железа и марганца — терригенных гемипелагических илов — переходная между пелагическими и приконтинентальными терригенными илами

Глауконита с фосфоритами в терригенных, диатомово-терригенных илах, в карбонатных осадках материкового склона и шельфа

Сульфидов железа и ОВ в терригенных, карбонатных и кремнистых осадках приконтинентальной зоны материкового склона и шельфа, а также областей апвеллинга

Фосфоритовая в диатомово-терригенных и терригенных осадках шельфа областей апвеллинга

Лептохлоритовая в терригенных осадках шельфа

Карбонатная — рифов, атоллов, карбонатных осадков мелководья и литорали, пляжей (арагонит-магнезиально-кальцитовая)

Терригенных илов мелководного шельфа и заливов внутренних морей и океанов с диагенетическими железо-марганцевыми конкрециями

Карбонатно-соленосная себхи, соляных маршей и раннов и мелководных заливов

В зонах разломов и рифтах океанов и внутренних морей могут быть выделены минеральные фации, связанные с гидротермально-эксгальтивным поступлением вещества:

Окислов и гидроокислов железа и железистых смектитов, насыщенных рассолами, обогащенными хлористым натрием

Окисных соединений марганца

Сульфидов железа и тяжелых металлов

Соленосная — ангидритовая, баритовая с возможным присутствием других солей

Пальгорскит-сепиолитовая в глубоководных глинах океана (?)

Эту фацию мы выделяем со знаком вопроса, так как возможность образования магнезиальных водных силикатов таким путем [О. С. Ломова, 1975 г.] оспаривается другими исследователями [П. П. Тимофеев и др., 1980 г.].

Фации катагенеза и метагенеза.

На континентах:

Ряд мономинеральных кварцевых пород и сопровождающих их пелитов

Фация кварцево-каолинитовая

Фация кварцево-гидрослюдистая

Фация кварцево-гидрослюдисто-серицитовая (иногда диккитовая)

Фация кварцево-мусковитовая (иногда пирофиллитовая) *

Ряд олигомиктовых зернистых пород и сопровождающих их пелитов

Фация неизмененного глинистого вещества, гидратированного и каолинизированного обломочного биотита

Фация гидрослюдисто-хлоритовая с регенерационным кварцем

Фация гидрослюдисто-серицит-хлоритовая с реликтами измененного обломочного биотита

Фация серицит-мусковит-хлоритовая без обломочного биотита

Ряд полимиктовых зернистых пород и сопровождающих их пелитов

Фация неизмененного глинистого вещества с гейландитом и анальцимом, гидратированным и каолинизированным обломочным биотитом

Фация измененного глинистого вещества с ломонтитом

Фация гидрослюдисто-серицит-хлоритовая с пренитом

Фация серицит-мусковит-хлоритовая со стильпноmelаном, альбитом и эпидотом

Ряд вулканогенных граувакк и сопровождающих их пелитов

Фация анальцим-гейландитовая

Фация ломонтитовая

Фация пренит-пумпеллиитовая

Фация эпидот-альбитовая

Ряд карбонатных пород

Фация неперекристаллизованных известняков и доломитов с неизмененным глинистым веществом

Фация частично перекристаллизованных известняков и доломитов с измененным глинистым веществом

Фация кристаллических известняков и доломитов с гидрослюдой, серицитом и хлоритом

Фация мраморизованных известняков и доломитов с серицитом, мусковитом, эпидотом и альбитом

Ряд ископаемых углей

Фация бурых, длиннопламенных и газовых углей с неизмененным глинистым веществом

Фация спекающихся углей и измененного глинистого вещества

Фация тощих углей и антрацитов с гидрослюдой и серицитом

Фация ультраантрацитов и графитизированных антрацитов с мусковитом и парагонитом

В океанах:

Ряд терригенных зернистых и глинистых пород

Фация неизмененного глинистого вещества, гидратированного и хлоритизированного обломочного биотита

Фация неизмененного глинистого вещества, гидратированного и хлоритизированного обломочного биотита с цеолитами

Ряд карбонатных пород

Фация неперекристаллизованных известняков с неизмененным глинистым веществом

Фация неперекристаллизованных известняков с неизмененным глинистым веществом и цеолитами

Ряд кремнистых пород

Фация диатомитов, порцелланитов и кремней — опал-халцедон-кварцевая

Фация порцелланитов и кремней — халцедоно-кварцевая

Фации областей контактов с изменениями осадочных пород, соответствующими метагенезу:

* Здесь и дальше первые две фации — катагенеза, вторые две — метагенеза.

Фация мраморизованных известняков и мраморов
Фация глинистых пород (аргиллитов) с ОВ, измененным до стадии тощих углей и антрацитов

Соотношение фаций метагенеза с фациями метаморфизма рассматривалось многими исследователями. Для терригенных пород впервые этот вопрос был исследован А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутовым [29]. Зоны и фации измененных осадочных пород последовательно сменяют друг друга в вертикальном разрезе: ранний катагенез, поздний катагенез, ранний метагенез, поздний метагенез. Ниже располагается наиболее низкотемпературная — фация зеленых сланцев. Поздний метагенез частично соответствует мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Позднее А. В. Копелиович и др. [1961 г.] предложил мусковит-хлоритовую субфацию полностью отнести к позднему метагенезу, а собственно метаморфические породы начинать с биотитовой субфации фации зеленых сланцев.

Австралийские геологи рассмотрели соотношение фаций диагенез-эпигенеза с минеральными фациями П. Эскола и фациями регионального метаморфизма по Ф. Д. Тернеру (табл. 39).

Ф. Д. Тернер еще в 1935 г. [101, с. 419] писал: «В приложении к принципу фаций зеленые сланцы могут быть подразделены на две фации, соответствующие низкой степени метаморфизма хлоритовой зоны для пелитов. Эти фации в порядке возрастания степени метаморфизма основаны на следующих ассоциациях: а) хлорита — альбита — эпидота и б) бледной (актинолитовой) роговой обманки — олигоклаза — эпидота (Тилли), или актинолита — альбита — эпидота — хлорита (Фогт и др.), или актинолитовой роговой обманки — альбита — эпидота (Эскола).»

Таким образом, эпидот-альбитовая фация «эпигенез-диагенеза» (позднего метагенеза.— Н. Л., Л. О.) не содержит актинолита и лишь частично соответствует альбит-эпидотовой фации регионального и контактового метаморфизма.

Из изложенного выше видно, что соотношение позднего метагенеза с фацией зеленых сланцев требует дальнейшего изучения и уточнения. В то время как одни исследователи сопоставляют поздний метагенез с мусковит-хлоритовой субфацией, другие считают, что он только частично коррелируется с этой субфацией, а значительная часть мусковит-хлоритовой субфации располагается ниже зоны позднего метагенеза. Последней точки зрения придерживаются и авторы настоящей работы.

Фации метагенеза связаны также с фациями контактового метаморфизма. Изучение триасовой таврической формации Крыма, а также других объектов [Н. В. Логвиненко, Г. В. Карпова и др., 1962 г.] показало, что изменения осадочных пород типа метагенетических наблюдаются вблизи контактов их с интрузиями. Подобные явления отмечены и в скважинах глубоководного бурения в океанах. В связи с этим целесообразно привести схему соотношения фаций регионального и контактового

Соотношение минеральных фаций (по Г. Пекхему и К. Круку)

Контактный метаморфизм	Эпигенез-диагенез	Региональный метаморфизм	Минеральные фации П. Эскола
—	Гейландит-анальцимовая фация (Южная Новая Зеландия, слой Каттунг, Новый Южный Уэльс)	—	Гейландит-анальцимовая
(Контакт горы Нельсон, Тасмания)	Ломонитовая фация (Южная Новая Зеландия, Новый Южный Уэльс)	Цеолитовая фация (по Ф. Тернеру)	Ломонитовая
—	Пренит-пумпеллиитовая фация (Южная Новая Зеландия, Новая Англия, Новый Южный Уэльс)	—	Пренит-пумпеллиитовая
Альбит-эпидотовая фация роговиков (частично), Корсика	Альбит-эпидотовая фация (Новая Англия, Новый Южный Уэльс)	(Полусланцы — semi schists — Аукленда, Новая Зеландия) Зеленосланцевая фация (частично). Сланцы Отаго	Альбит-эпидотовая

метаморфизма с фациями ката- и метагенеза из работы В. А. Франк-Каменецкого и др. [70]. На рис. 49 показаны представления названных авторов и наше мнение о соотношении этих фаций.

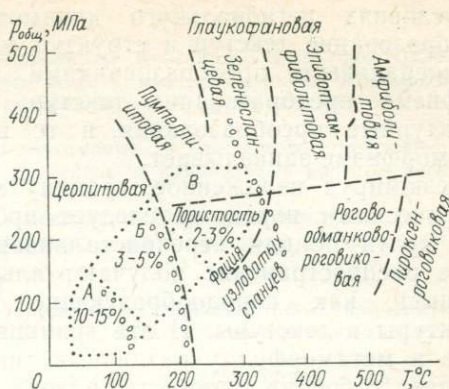
Поздний метагенез коррелируется с верхней частью мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и фации узловатых сланцев контактового метаморфизма, т. е. метагенез может быть разного рода — региональный и контактовый. Подобные мысли высказывает и О. В. Япаскурт [1981 г.].

Вопрос о соотношении этих фаций тесно связан с другим очень важным вопросом — о границе между осадочными и метаморфическими породами. Парагенезы минералов при переходе от осадочных к метаморфическим породам формируются длительное время и в сложных условиях, зависящих, кроме p , T и первичного состава пород, от состава интерстиционных растворов и их физико-химических параметров.

Ряд минералов (кварц, альбит и другие полевые шпаты, гидрослюда 2М, серицит, мусковит, хлорит IIb, $\beta=97^\circ$, стильпноменлан, пирофиллит, эпидот, графит) зарождаются еще в осадочных породах и существуют в метаморфических, т. е. являются «сквозными» минералами, проходящими через границу между осадочными и метаморфическими породами.

Из этой группы следует выделить мусковит, эпидот и альбит, у которых на границе между осадочными и метаморфическими

Рис. 49. Соотношение фаций метаморфизма и катагенез-метагенеза. По В. А. Франк-Каменецкому и др. [70] с дополнением авторов.



породами наблюдается определенный количественный скачок, когда они становятся ведущими породообразующими минералами. Это явление служит обычно объективным критерием начала регионального метаморфизма. Однако последние два минерала часто появляются в измененных, но еще не метаморфических, вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах.

Другая группа минералов характерна для осадочных пород разной степени изменения и, как правило, не переходит в метаморфические породы. Это цеолиты, смешаннослойные минералы, низкотемпературные гидрослюды и хлориты, пренит, пумпеллиит и обломочный биотит.

Весьма важный минерал осадочных пород — каолинит ведет себя по-разному, о чем упоминалось выше (гл. III). Появление новообразованного — аутигенного биотита происходит ниже границы между осадочными и метаморфическими породами.

Все это свидетельствует о том, что только по минералогическим признакам без привлечения структурных и текстурных изменений эту границу установить затруднительно. Перестройки структур в разных типах пород происходят с различной скоростью. Оптимальные условия для перехода осадочных пород в метаморфические наблюдаются в мелкопесчаных породах без цемента, у которых имеется достаточная пористость для проникновения растворов и большая реакционноспособная поверхность. В песчаных породах с цементом, в алевролитах и пелитах способность к сохранению реликтовых минералов возрастает. В грубообломочных породах способность к преобразованию наименьшая.

Если расположить породы по их устойчивости к полной структурной перестройке, то получится следующий ряд: грубообломочные породы, песчано-карбонатные, песчано-глинистые, карбонатные, глинистые, песчаные, лавы, вулканические пепловые туфы. Естественно, что в толщах переслаивания пород разного состава вблизи верхней границы метаморфизма могут находиться породы с различно преобразованными структурами.

В условиях регионального динамотермального метаморфизма преобразование текстур и структур идет примерно одновременно с минеральными преобразованиями, а при динамическом метаморфизме преобразование текстур опережает минеральные и структурные преобразования, в то время как при термальном метаморфизме запаздывает.

Резюмируя изложенное, границу между осадочными и метаморфическими породами следует проводить там, где наблюдается почти полная перекристаллизация обломочных зерен, широкое распространение получают альбит, эпидот, мусковит (парагонит) как пороодообразующие минералы, преобразуются структуры и текстуры. И эта граница, учитывая разную способность к метаморфизму различных типов осадочных пород, представляет собой не плоскость, а зону некоторой мощности, в которой сосуществуют метаморфизованные осадочные и настоящие метаморфические породы. Мощность этой зоны тем больше, чем больше разнообразие переслаивающихся в разрезе пород.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЦИЙ

Фации седиментогенез-диагенеза. Фации седиментогенез-диагенеза, минералого-геохимические, на континентах и в морях описаны в работе Г. И. Теодоровича [67]. Здесь же приведем краткую характеристику этих фаций в океанах.

Фация красной глубоководной глины (миопелагической)

Осадки: красная глубоководная глина (миопелагическая), частично терригенные гемипелагические глинистые илы.

Аутигенные минералы: окислы и гидроокислы железа и марганца, часто рентгеноаморфные, опал А, железистые смектиты, смешаннослойные фазы, барит, редко цеолиты (филлипсит), железо-марганцевые конкреции

Фация красной глубоководной глины (эпелагической)

Осадки: окислы и гидроокислы железа и марганца, часто рентгеноаморфные, опал А, железистые смектиты (много), монтмориллониты и смешаннослойные фазы, цеолиты (много, главным образом филлипсит, реже клиноптилолит), барит, кристобалит, железо-марганцевые конкреции

Фация карбонатных пелагических (фораминиферовых и кокколитовых) илов

Осадки: фораминиферовые, кокколитовые и смешанного состава илы

Аутигенные минералы: кальцит, доломит (редко), опал А, монтмориллониты и смешаннослойные фазы, барит, редко цеолиты, железо-марганцевые конкреции

Фация кремнистых пелагических (диатомово-радиоляриевых) илов

Осадки: диатомово-радиоляриевые, радиоляриево-диатомовые и радиоляриевые илы

Аутигенные минералы: опал А, монтмориллониты и смешаннослойные фазы, окислы и гидроокислы железа и марганца, редко цеолиты, барит, железо-марганцевые конкреции

Фация кремнистых пелагических (диатомовых) илов

Осадки: диатомовые илы, диатомово-терригенные илы

Аутигенные минералы: опал А, монтмориллониты и смешаннослойные фазы, цеолиты (редко), сульфиды железа, реже гидроокислы железа и марганца и конкреции

Фация карбонатов железа и марганца гемипелагических терригенных илов, переходных между красными глубоководными глинами и терригенными глинистыми илами приконтинентальной полосы

Осадки: гемипелагические терригенные глинистые илы

Аутигенные минералы: сидерит, карбонаты марганца типа родохрозита и поликомпонентные изоморфные смеси железа, марганца, магния и кальция, рассеянные в осадке и образующие конкреции, редко сульфиды железа

Фация глауконитовая

Осадки: терригенные, терригенно-диатомовые и диатомово-терригенные илы шельфа и материкового склона, терригенные и карбонатные илестые пески, содержащие ОВ (до 1—3 %)

Аутигенные минералы: глауконит, смешаннослойные фазы (гидролюда — монтмориллонит), монтмориллонит, нонтронит, опал А, фосфаты кальция, сульфиды железа (гидротроилит, пирит)

Фация сульфидов железа и ОВ

Осадки: терригенные, диатомово-терригенные глинистые илы, карбонатные и карбонатно-глинистые илы глубоководного шельфа и материкового склона, содержащие ОВ (более 3—4 %)

Аутигенные минералы: сульфиды железа (гидротроилит, пирит, марказит, грейгит, мельниковит), иногда сульфиды марганца, карбонаты железа и марганца (редко)

Фация фосфоритовая

Осадки: терригенные, диатомово-терригенные, реже карбонатные осадки шельфов в областях апвеллингов, содержащие ОВ (до 10—15 %)

Аутигенные минералы: фосфаты кальция (подолит, коллофанит, гидроксилпатит и др.), сульфиды железа, глауконит, опал А, ОВ

Фация лептохлоритовая

Осадки: терригенные илы и пески шельфа

Аутигенные минералы: шамозит, вермикулит, гидробиотит, гидрогетит, бертерин, тюрингит, лимонит

Фация карбонатная — рифов, атоллов, мелководья, литорали, пляжей

Осадки: пески и алевриты пляжей, подводного берегового склона, лагун и заливов, главным образом карбонатные, карбонатные илы

Аутигенные минералы: арагонит, высокомагнезиальный кальцит, иногда магнетит, сульфиды железа (редко), протодоломит, доломит

Фация терригенных илов мелководного шельфа и заливов с железомарганцевыми конкрециями

Осадки: глинистые и глинисто-алевритовые илы шельфов окраинных морей океана, внутренних морей, заливов

Аутигенные минералы: окислы и гидроокислы железа и марганца, карбонаты марганца, поликомпонентные изоморфные смеси карбонатов железа, марганца, магния и кальция, реже сульфиды железа, вивинанит, железомарганцевые конкреции, барит

Фация карбонатно-соленосная себхи, соляных маршей и раннов, мелководных заливов (типа Персидского, Куронг)

Осадки: карбонатные и карбонатно-терригенные глинистые илы, реже алевритопесчаные осадки

Аутигенные минералы: доломит, протодоломит, высокомагнезиальный кальцит, реже магнетит, гипс, ангидрит, иногда галит

Фация окисных и гидроокисных соединений железа и железистых смектитов

Осадки: бескарбонатные кремнево-железистые гелеподобные илы коричневой, бурой и желтой окраски (Красное море), бескарбонатные илы типа красной глубоководной глины и биогенно-карбонатные илы с высоким содержанием железа, марганца и малых элементов (рифты срединных хребтов, зоны разломов, отдельные вулканы)

Аутигенные минералы: гидроокислы железа и кремния, главным образом рентгеноаморфные, реже кристаллические типа гетита и гематита, железистые смектиты, реже окислы и гидроокислы марганца, карбонаты железа и марганца, редко вкрапления сульфидов железа и цинка. Терригенные и биогенные примеси в переменном количестве, обычно их мало, за исключением осадков типа красной глины и биогенных карбонатных илов

Фация окисных соединений марганца

Осадки: черные, часто маслянистые илы (Красное море)

Аутигенные минералы: окислы и гидроокислы марганца типа манганита, иногда

тодорокит и бернессит, окислы и гидроокислы железа, следы сульфидных минералов

Фация сульфидов железа и тяжелых металлов

Осадки: черные и черно-бурые илы (Красное море), массивные сульфидные руды, вероятно возникшие благодаря диагенетическим и гидротермальным изменениям илов (Восточно-Тихоокеанское поднятие) Аутигенные минералы: сульфиды железа (гидротроилит, пирит, пирротин), сфалерит, вюртцит, галенит, халькопирит, сульфосоли меди, реже карбонаты железа и марганца, железистые смектиты, сульфаты кальция и бария. В илах присутствуют рентгено-аморфные фазы сульфидов и кремния (опал)

Фация соленосная — ангидритовая

Осадки: слои и прослои, состоящие из мелкокристаллического ангидрита и гипса (Красное море)

Аутигенные минералы: ангидрит, гипс, реже барит, возможны и другие соли.

Фации катагенеза и метагенеза.

На континенте:

Фация кварцево-каолинитовая

Породы: кварцевые пески, песчаники, обычно со слабой цементацией, сливные песчаники (осадочные кварциты), алевроиты, алевролиты, каолинитовые и гидрослюдисто-каолинитовые глины, размокающие в воде аргиллиты

Аутигенные минералы: опал, халцедон, кварцин, вторичный кварц, каолинит, галлуазит, гидрослюда 1М. Структуры нормальные осадочные

Фация кварцево-гидрослюдистая

Породы: кварцевые песчаники плотные, крепкие, алевролиты, аргиллиты, не размокающие в воде

Аутигенные минералы: халцедон, вторичный кварц, гидрослюда 1М, появляется гидрослюда 2М₁, каолинит. Структуры нормальные осадочные, появляются структуры растворения под давлением.

Фация кварцево-гидрослюдисто-серицитовая

Породы: кварцевые песчаники плотные крепкие, часто кварцитовидные, кварцито-песчаники, алевролитовые и глинистые сланцы

Аутигенные минералы: халцедон, вторичный кварц, гидрослюда 2М₁, 1М (реже), серицит, гематит, реликты каолинита. Широко развиты структуры растворения под давлением, появляются «бородатые» зерна кварца, кливаж течения и разрыва. Иногда каолинит преобразуется в диккит

Фация кварцево-мусковитовая

Породы: кварцевые песчанико-кварциты, кварциты, филлитоподобные сланцы

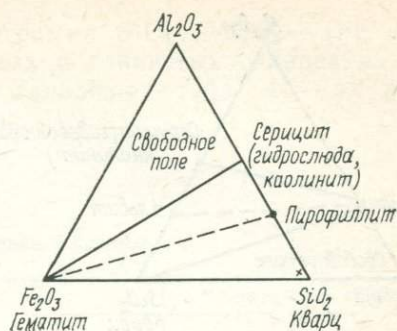
Аутигенные минералы: вторичный кварц, серицит, мусковит, гематит, иногда пиррофиллит. Широко развиты стилолитовые структуры, шиповидные и мозаичные структуры, кливаж течения и разрыва, «бородатые» зерна кварца. Иногда каолинит преобразуется в пиррофиллит (овручские и шокшинские кварциты верхнего протерозоя)

Для характеристики минеральных парагенезов в метаморфических породах широко применяются диаграммы *ACF*. В осадочной петрографии этот метод не находит применения потому, что мы здесь имеем дело с неравновесными системами и обломочные и реликтовые аутигенные минералы могут составлять большую часть породы. Выделение же только цементирующего вещества для анализов затруднительно.

Отдавая себе отчет в некоторой условности применения этой методики, все же считаем возможным использовать *ACF*-диаграммы для парагенетического анализа метаморфизованных осадочных пород.

На рис. 50 дана диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ для шокшинских кварцитов Карелии (анализы из работы И. М. Симановича [1960 г.]).

Рис. 50. Диаграммы $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ для мономинеральных пород—
 фация кварцево-мусковитовая.
 х — шокшинский кварцито-песчаник.



Минералогический состав кварцита обр. 1004: кварц 98 %, серицит и гематит 1—2 %, единичные зерна кальцита и эпидота. По данным анализа (табл. 40) порода попадает в кварцевую

ТАБЛИЦА 40

**Химический анализ шокшинского кварцита
 (обр. 1004)**

Компонент	Массовая доля, %	Молекулярное количество
SiO_2	96,36	1606
Al_2O_3	1,78	17
Fe_2O_3	0,90	6
CaO	0,43	8
MgO	0,05	1
MnO	0,02	—
Na_2O	0,14	2
K_2O	0,35	4
H_2O	0,15	—
CO_2	0,06	2
Сумма . . .	100,24	

вершину диаграммы, в поле серицит (гидрослюда) — кварц — гематит. Помимо этого возможны парагенезы серицит (гидрослюда) — кварц, пиррофиллит — кварц, кварц — гематит — пиррофиллит. Все эти парагенезы минералов наблюдаются в шокшинских и овручских кварцитах.

Фация неизмененного глинистого вещества гидратированного и каолинизированного обломочного биотита

Породы: полевошпатово-кварцевые, слюдисто-кварцевые, глауконито-кварцевые пески и слабо сцементированные песчаники, алевриты, алевролиты, гидрослюдисто-каолинистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины и аргиллиты, размокающие в воде

Аутигенные минералы: каолинит, галлуазит, гидрослюда 1M и 1Md, монтмориллонит, смешаннослойные фазы, хлорит политипа 1b, измененный обломочный биотит, опал, халцедон, кварцин, вторичный кварц, карбонаты, альбит, реликты диагенетических минералов. Структуры нормальные осадочные.

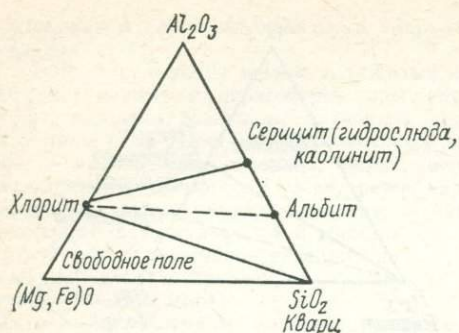


Рис. 51. Диаграмма Al_2O_3 — SiO_2 — $(Mg, Fe)O$ для олигомиктовых пород — фация серицит-хлоритовая.

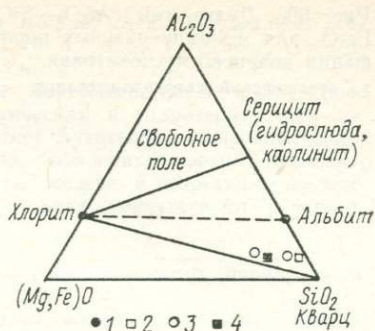


Рис. 52. Диаграмма Al_2O_3 — SiO_2 — $(Mg, Fe)O$ для олигомиктовых пород — фация серицит-мусковит-хлоритовая.

1 — кварцево-хлорит-серицитовый сланец; 2 — филлитоподобный сланец; 3 — аспидный сланец; 4 — глинистый сланец (все из верхов железорудной формации Кривого Рога).

Фация измененного глинистого вещества и регенерационного кварца с измененным обломочным биотитом

Породы: полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты, слюдисто-кварцевые песчаники и алевролиты, гидрослюдисто-каолинитовые и гидрослюдисто-монтмориллонито-хлоритовые аргиллиты, не размокающие в воде

Аутигенные минералы: гидрослюда 1M и 2M₁, хлорит Пв, значительно реже и в меньшем количестве встречаются каолинит, монтмориллонит и смешаннослойные минералы. Халцедон, вторичный кварц, альбит, карбонаты. Структуры нормальные осадочные и появляются структуры растворения под давлением

Фация гидрослюдисто-серицит-хлоритовая с реликтами измененного обломочного биотита

Породы: плотные и крепкие, часто кварцитовидные полевошпатово-кварцевые и слюдисто-кварцевые песчаники и алевролиты, алевролитовые сланцы, кварцито-песчаники, глинистые сланцы

Аутигенные минералы: гидрослюда 2M₁, серицит, хлорит политипа Пв, реликты измененного обломочного биотита — пакеты мусковита и хлорита по обломочному биотиту, вторичный кварц, альбит, олигоклаз, эпидот, карбонаты. Структуры растворения под давлением, шиповидные, появление кливажа течения и разрыва, «бородатых» зерен кварца

На рис. 51 приведена диаграмма SiO_2 — Al_2O_3 — $(Fe, Mg)O$ для пород этой фации. Основные парагенезы минералов согласно этой диаграмме: серицит — гидрослюда (каолинит) — хлорит — кварц, серицит (гидрослюда) — кварц, серицит — гидрослюда (каолинит) — хлорит и дополнительные: серицит — гидрослюда (каолинит) — хлорит — альбит, альбит — хлорит — кварц.

Фация серицит-мусковит-хлоритовая без обломочного биотита

Породы: полевошпатово-кварцевые и слюдисто-кварцевые песчаники-кварциты, кварциты, аспидные и филлитоподобные сланцы

Аутигенные минералы: серицит, мусковит, хлорит Пв, 14А, β=97° парагонит, пакеты хлорита и мусковита по обломочному биотиту, вторичный кварц, альбит, эпидот, карбонаты. Структуры стилолитовые, мозаичные, кливаж течения и разрыва, «бородатые» зерна кварца, сланцевые сегрегационно-линзовидные структуры в сланцах

На рис. 52 приведена диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$ для филлитоподобных, аспидных и глинистых сланцев из железорудной формации Украины (анализы — табл. 41 — из работы Н. П. Семененко [1956 г.]).

ТАБЛИЦА 41
Химические анализы сланцев Украины

Компоненты	Массовая доля, %				Молекулярное количество			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO_2	63,22	57,80	56,69	62,56	1023	962	944	1042
TiO_2	0,63	0,52	0,25	0,47	8	7	3	6
Al_2O_3	14,58	18,53	19,25	24,67	143	181	188	242
Fe_2O_3	1,82	0,19	1,92	1,38	11	1	6	9
FeO	5,60	9,62	7,33	0,57	78	134	102	8
MnO	0,10	0,07	0,07	—	1	1	—	—
MgO	1,84	3,83	4,65	0,42	46	94	115	10
CaO	2,94	0,28	0,14	0,28	53	5	3	5
Na_2O	1,42	0,45	0,37	0,99	23	7	6	16
K_2O	3,86	3,32	3,47	2,58	40	35	37	28
H_2O	4,87	5,59	4,99	5,59	—	—	—	—
Сумма . . .	100,68	100,23	99,44	100,51				

Примечание. 1 — кварцево-хлорито-серицитовый сланец Верховцевского района, обр. 213; 2 — филлитоподобный сланец Конского района, обр. 225; 3 — аспидный сланец Конского района, обр. 115; 4 — глинистый сланец Верховцевского района, обр. 205.

Минеральный состав, %: обр. 213 — кварц 30—35, хлорит 10—20, серицит 50—60, карбонат 3—5, рудные минералы 1—2, единичные зерна альбита и эпидота; обр. 225 — кварц 30—35, серицит 5—20, хлорит 35—58, магнетит 1—3 и единичные зерна сфена, турмалина и карбонатов; обр. 115 — кварца 36, серицит 37, хлорит 22 и немного магнетита и турмалина; обр. 205 — в основном гидрослюда, немного каолинита, серицита, вторичного кварца.

Приведенные выше породы располагаются в поле серицит (гидрослюда, каолинит) — хлорит — кварц. Возможными парагенезами могут быть серицит — хлорит — альбит, альбит — хлорит — кварц. Эти породы подстилаются сланцами с биотитом и еще ниже со стильпноmelаном и актинолитом.

Фация неизмененного глинистого вещества с гидратированным и каолинизированным обломочным биотитом и цеолитами

Породы: аркозовые, граувакковые и литоидные пески и песчаники, алевролиты и алевроиты, полиминеральные глины и размокающие в воде аргиллиты
Аутигенные минералы: диоктаэдрические гидрослюда 1M, триоктаэдрические гидрослюда, вермикулит, монтмориллонит, хлориты политипа 1b, каолинит, гидратированный и каолинизированный обломочный биотит, анальцим, гейландит, морденит, стильбит, опал, халцедон, кварцин, вторичный кварц, альбит, олигоклаз, микроклин, карбонаты

В полимиктовых породах с вулканогенным материалом преобладают монтмориллониты и смешаннослойные минералы, хлорит и обычные цеолиты, в породах, не содержащих вулканогенного материала, — диоктаэдрические гидрослюда, каолинит, минералы кремнезема с непостоянным участием карбонатов. Цеолиты встречаются как акцессорные минералы.

Фация измененного глинистого вещества — гидрослюдисто-хлоритовая с измененным обломочным биотитом и цеолитами

Породы: полимиктовые песчаники (аркозовые, граувакковые и др.), алевролиты, полиминеральные аргиллиты, не размокающие в воде
Аутигенные минералы: диоктаэдрическая гидрослюда 1M, появляется гидрослюда 2M₁, хлориты политипа 1b, 14A, $\beta=97^\circ$, монтмориллониты и смешаннослойные фазы (мало), гидратированный и хлоритизированный обломочный биотит, ломонтит, сколецит, халцедон, вторичный кварц, альбит, олигоклаз, карбонаты. Структуры нормальные осадочные, появляются структуры растворения под давлением

Фация гидрослюдисто-серицит-хлоритовая с измененным обломочным биотитом и пренитом

Породы: полимиктовые аркозовые, граувакковые, литоидные песчаники и алевролиты, глинистые сланцы
Аутигенные минералы: гидрослюда 2M₁, серицит, хлорит 1b, реликты измененного обломочного биотита — пакеты хлорита и мусковита по биотиту, пренит, вторичный кварц, альбит, олигоклаз, микроклин, эпидот, карбонаты. Структуры мозаичные, конформно-регенерационные, «бородатые» зерна кварца, кливаж течения и разрыва (появление)

Фация серицит-мусковит-хлорит-стильпно-мелановая без обломочного биотита

Породы: полимиктовые песчаники, песчаники-кварциты, метапесчаники, сланцеватые алевролиты, аспидные и филлитоподобные сланцы
Аутигенные минералы: серицит, мусковит (парагонит), хлорит 1b, стильпно-мелан, реликты смешаннослойных фаз, альбит, олигоклаз, микроклин, эпидот, доизит, вторичный кварц, карбонаты. Структуры растворения под давлением, кливаж течения и разрыва, «бородатые» зерна кварца, сланцеватые линзовидно-сегрегационные структуры в сланцах

Фация анальцим-гейландитовая

Породы: вулканогенные граувакки (песчаники, алевролиты), туфы, туффиты и сопровождающие их пелиты

Аутигенные минералы: гейландит, анальцим, шабазит, стильбит, морденит, томсонит, филлосиликаты (монтмориллонит, смешаннослойные фазы, гидрослюда, глауконитоподобные минералы, селадонит, хлорит), опал, халцедон, кварц, альбит, карбонаты

Фация ломонитовая

Породы: вулканогенные граувакки (песчаники, алевролиты), туфы, туффиты и сопровождающие их пелиты

Аутигенные минералы: ломонит, гидрослюда, серицит, хлорит, эпидот, альбит, вторичный кварц и карбонаты. Ломонит обычно развивается по основным плагиоклазам и образует цемент песчаников и туфов. Кроме ломонита возможно присутствие других цеолитов — сколецита и др.

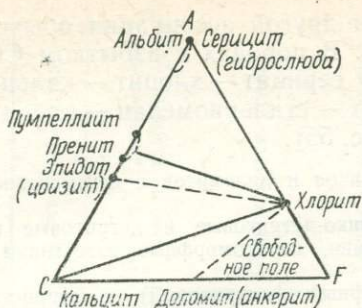


Рис. 53. ACF-диаграмма для вулканогенных граувакк и полимиктовых пород — фаций пренит-пумпеллитовой и серицит хлоритовой с пренитом.

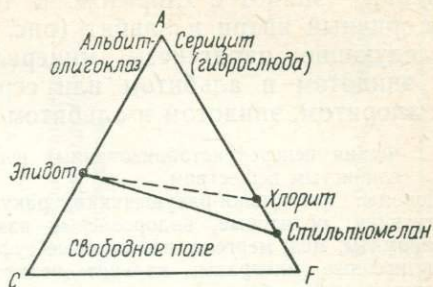


Рис. 54. ACF-диаграмма для вулканогенных граувакк и полимиктовых пород — фация альбит-эпидотовая и серицит-мусковит-хлорит-стильпномелановая с недостатком CO_2 .

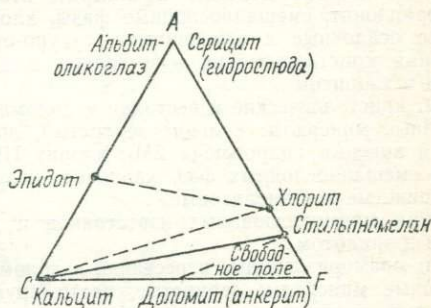


Рис. 55. То же, что и на рис. 54, с избытком CO_2 .

Фация пренит-пумпеллитовая

Породы: полимиктовые граувакковые песчаники и алевролиты, вулканогенные граувакки и сопровождающие их пелиты

Аутигенные минералы: пренит и пумпеллит по основным плагиоклазам и вулканическому стеклу, а также в поровом пространстве и по трещинам. Альбит по обломочным плагиоклазам, хлорит, гидрослюда — серицит, эпидот, вторичный кварц и карбонаты

Фация альбит-эпидотовая

Породы: вулканогенные граувакки (песчаники, алевролиты), туфы, туффиты, туфогенные породы и сопровождающие их пелиты — сланцы

Аутигенные минералы: альбит, эпидот, хлорит, серицит, сфен, гематит, вторичный кварц, карбонаты. В этой фации, вероятно, широко развит стильпномелан

На рис. 53—55 приведены ACF-диаграммы для пород последних двух фаций вулканогенных граувакк. Эти диаграммы отражают и парагенезы полимиктовых — аркозовых, граувакковых, литоидных зернистых пород и сопровождающих их пелитов. В пренит-пумпеллитовой фации наблюдаются парагенезы пренит (пумпеллит) — хлорит — серицит с альбитом или пренит (пумпеллит) — хлорит — кальцит с эпидотом.

В альбит-эпидотовой фации с недостатком CO_2 присутствует ассоциация серицит — хлорит — эпидот или серицит — стильпно-

мелан — эпидот с хлоритом. В той и другой ассоциации обычны вторичный кварц и альбит (рис. 54). В породах с избытком CO_2 следующие парагенезы минералов: серицит — хлорит — кальцит с эпидотом и альбитом или серицит — стильпномелан — кальцит с хлоритом, эпидотом и альбитом (рис. 55).

Фация неперекристаллизованных известняков и доломитов с неизменным глинистым веществом

Породы: известняки-ракушечники, ракушечнико-детритовые и детритовые известняки, оолитовые, водорослевые известняки, пелитоморфные известняки и доломиты, мел, мергели, известковые туфы

Аутигенные минералы: кальцит пелитоморфный (микритовый) и зернистый (спаритовый) обычный и магнезиальный (редко), доломит пелитоморфный и зернистый, анкерит и железистый доломит, гидрослюда 1М, монтмориллониты, палыгорскиты, опал, халцедон, вторичный кварц, гейландит, клиноптилолит, морденит. Структуры нормальные осадочные и стилолитовые

Фация частично перекристаллизованных известняков и доломитов с измененным глинистым веществом

Породы: плотные известняки и доломиты разного типа, частично перекристаллизованный мел, мергели, известковые туфы

Аутигенные минералы: пелитоморфные и зернистые кальцит и доломит, зернистые железистые доломит и анкерит, вторичный кварц, халцедон, альбит, монтмориллонит, смешаннослойные фазы, хлорит Pb, цеолиты. Структуры нормальные осадочные и измененные — сутуро-стилолитовые и микростилолитовые

Фация кристаллических известняков и доломитов с серицитом, гидрослюдой и хлоритом

Породы: кристаллические известняки и доломиты

Аутигенные минералы: кальцит зернистый, доломит зернистый, железистый доломит и анкерит, гидрослюда 2М₁, хлорит Pb, серицит, реликты монтмориллонита и смешаннослойных фаз, халцедон, кварц, альбит. Структуры кристаллическизернистые и стилолитовые

Фация мраморизованных известняков и доломитов с серицитом, мусковитом и эпидотом

Породы: мраморизованные известняки и доломиты

Аутигенные минералы: зернистые, часто крупнозернистые кальцит, доломит, железистый доломит, анкерит, серицит, мусковит, хлорит, альбит, эпидот, вторичный кварц. Структуры кристаллическизернистые и бластовые

Фация бурых, длиннопламенных и газовых углей с неизменным глинистым веществом

Породы: бурые, длиннопламенные и газовые угли, углистые пески, песчаники, глыны и аргиллиты

Аутигенные минералы: ОБ ископаемых углей, минералы органического происхождения (ретинит, ретин-асфальт, янтарь), каолинит, опал, халцедон, кварцин, вторичный кварц, сульфиды железа, карбонаты железа, гейландит и некоторые другие цеолиты в углистых породах

Фация спекающихся углей и измененного глинистого вещества

Породы: паровично-жирные, коксовые и отощенно-спекающиеся угли, углистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, известняки (редко)

Аутигенные минералы: ОБ углей, минералы органического происхождения (пирретинит, продукты изменения смол — гартит, рефинит, парафины), каолинит, гидрослюда 1М, халцедон, вторичный кварц, сульфиды и карбонаты железа

Фация тощих углей и антрацитов с гидрослюдой и серицитом

Породы: тощие угли, антрациты, углистые песчаники, глинистые сланцы

Аутигенные минералы: ОБ углей и антрацитов, гидрослюда 2М₁, серицит, вторичный кварц, сульфиды и карбонаты железа

Фация ультраантрацитов и графитизированных антрацитов с серицитом, мусковитом и парагонитом

Породы: ультраантрациты, графитизированные антрациты, углистые и графитизированные песчаники — кварциты, шунгиты, аспидные и филитоподобные сланцы

Соотношение минеральных фаций

Стадия	Мономинеральные породы	Олиго- и полимиктовые породы	Вулканогенные граувакки	Карбонатные породы	Ископаемые угли
Ранний и средний катагенез	Кварцево-каолини- товая	Неизмененного гли- нистого вещества с гейландитом, анальцимом	Гейландит-аналь- цимовая	Неперекристаллизо- ванных известняков	Бурых, длиннопламен- ных и газовых углей
Поздний катагенез	Кварцево-гидросло- дистая	Измененного глини- стого вещества с ломонтином	Ломонитовая	Частично перекри- сталлизованных известняков	Спекающихся углей
Ранний мета- генез	Кварцево-гидросло- дисто-серицитовая (диккитовая)	Гидролюдисто-сери- цит-хлоритовая с пренином	Пренин-пумпел- литовая	Кристаллических известняков	Тощих углей и антраци- тов
Поздний мета- генез	Кварцево-мускови- товая (пирофилли- товая)	Серицит-мусковит (парагонит)-стильп- номелановая с эпи- дотом и альбитом	Альбит-эпидо- товая	Мраморизованных известняков	Ультраантрацитов и графитизированных антрацитов
Региональный метаморфизм	Узловатых сланцев				
	Мусковит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев				Контактный метамор- физм

Аутигенные минералы: ОВ антрацитов, графит, мусковит, парагонит, кварц, альбит, сульфиды и карбонаты железа

Соотношение фаций катагенеза и метагенеза между собой и с фациями метаморфизма показано в табл. 42.

В океанах:

Фация неизмененного глинистого вещества — гидратированного и хлоритизированного обломочного биотита

Породы: глины, аргиллиты, кремнистые аргиллиты, алевролиты, песчаники
Аутигенные минералы: опал С/Т, кристобалит, тридимит, халцедон, вторичный кварц, железистые смектиты, палыгорскит (?), кальцит, доломит (редко)

Фация неизмененного глинистого вещества с гидратированным и хлоритизированным обломочным биотитом с цеолитами

Породы: плотные глины, аргиллиты, кремнистые аргиллиты, алевролиты, песчаники

Аутигенные минералы: опал С/Т, кристобалит, тридимит, халцедон, кварц, железистые смектиты, палыгорскит (?), цеолиты (главным образом клиноптилолит, реже филлипсит — клиноптилолит и филлипсит — клиноптилолит — анальцит), кальцит, доломит (редко)

Фация перекристаллизованных известняков с неизмененным глинистым веществом

Породы: пелитоморфные (микритовые) известняки, мел, карбонатные аргиллиты, кремнеземные известняки и известняки с кремнями

Аутигенные минералы: кальцит, доломит (редко), кристобалит, тридимит, халцедон, кварц, железистые смектиты, палыгорскит (?). Структуры нормальные осадочные и стилолитовые

Фация перекристаллизованных известняков с неизмененным глинистым веществом с цеолитами

Породы: мел, микритовые и спаритовые известняки, известняки с кремнями, кремнеземные известняки, карбонатные аргиллиты

Аутигенные минералы: кальцит, доломит (редко), кристобалит, тридимит, халцедон, кварц, железистые смектиты, палыгорскит (?), цеолиты (главным образом клиноптилолит). Структуры нормальные осадочные и стилолитовые

Фация опал-халцедоно-кварцевая (кремнистых пород)

Породы: диатомиты, кремнистые глины и аргиллиты, порцелланиты

Аутигенные минералы: опал С/Т, кристобалит, тридимит, халцедон, кварц, смектиты

Фация халцедоно-кварцевая (кремнистых конкреций)

Породы: кремни, порцелланиты

Аутигенные минералы: халцедон, кварцин, кварц

Фация мраморизованных известняков и мраморов

Породы: мраморизованные известняки, мраморы

Аутигенные минералы: кальцит, доломит, кварц, альбит, эпидот

Фация пелитовых пород с ОВ типа тощих углей и антрацитов

Породы: плотные глины («черные сланцы»), аргиллиты, кремнистые аргиллиты
Аутигенные минералы: кварц, халцедон, ОВ типа тощих углей и антрацитов, сульфиды и карбонаты железа

Цеолитовая фация

Породы цеолитовой фации (образцы получены главным образом путем драгирования) характеризуются преобладанием анальцита, присутствием широкого спектра цеолитов: натролита, мезолита, сколецита, томсонита, шабазита, стильбита, ломонтита и гейландита. Последовательность образования цеолитов не изучена, неизвестны и ареалы их распространения. Возможно, что цеолитовая фация океана обязана своим происхождением гидротермальной деятельности (?).

Фация зеленых сланцев

Породы зеленосланцевой фации получены путем драгирования и пройдены скважинами глубоководного бурения — это базальты, долериты, габбро; осадочных пород среди них не обнаружено. Породы, измененные до зеленосланцевой фации, отличаются широким развитием смектитов и смешаннослойных фаз и отсутствием сланцеватости. Можно предполагать, что ее образование связано с процессами контактового метаморфизма и гидротермальной деятельностью.

В литературе имеются единичные указания о находках пород зеленосланцевой фации, образовавшихся по осадочным глинистым породам. Так, по данным Г. Л. Кашинцева и Г. Б. Рудника [1977 г.] на склоне Восточно-Индийского хребта ими обнаружены флогопитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы. Однако эти образцы получены путем драгирования и точное положение их в разрезе установить невозможно, так же как сделать определенные выводы об условиях их образования.

ЗОНЫ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Изучение вторичных изменений осадочных пород в последние два десятилетия значительно продвинулось вперед. Однако все же еще мало данных по детальному исследованию мощных и непрерывных разрезов осадочных толщ, где бы наблюдались все известные зоны вторичных изменений.

В данной главе будет рассмотрен ряд наиболее интересных, с нашей точки зрения, примеров.

1. ПЛАТФОРМЫ

Восточно-Европейская платформа. По материалам М. М. Веселовской [1960 г., 1962 г., 13] на платформе в ее центральной части наблюдается несколько зон вторичных изменений осадочных пород, приуроченных к определенным структурным этажам в древних толщах.

К верхнему структурному этажу относятся отложения эполеозоя — венда, лежащие почти горизонтально ($0-7^\circ$). Они сложены преимущественно терригенными породами: песчаниками, алевролитами, аргиллитами мелководно-морских и прибрежно-морских фаций, содержат иногда примесь вулканогенного материала и прослойки микрозернистых глинистых известняков и мергелей. Глубина погружения вендских отложений 1000—2000 м, иногда несколько больше. Подземные и поровые воды хлоркальциевого состава.

В песчаниках и алевролитах наблюдаются конформные структуры, явления регенерации кварца и полевых шпатов. Довольно широко развит процесс альбитизации — образование каемок вторичного альбита вокруг обломочных зерен плагиоклазов и новообразование альбита в порах. Глинистые породы превращены в аргиллиты с оптически ориентированной структурой основной массы и новообразованиями гидрослюд и хлоритов. Эффузивно-осадочные породы хлоритизованы и кальцитизированы, содержат смешаннослойные фазы гидрослюды — монтмориллонита. Пористость от 6 до 13 %.

Парагенезы аутигенных минералов, структуры и физические свойства пород свидетельствуют о том, что вендские отложения находятся на стадии позднего катагенеза.

Следующий структурный этаж представлен отложениями рифея, залегающими с углами наклона от 9 до 17° .

Рифейские отложения представлены терригенными и карбонатными породами, среди которых широко развиты микрозерни-

стые известняки и доломиты, оолитовые доломиты. В фациальном отношении это мелководно-морские осадки с глауконитом, мелководные и прибрежно-морские, а также континентальные отложения. Глубина погружения рифейских отложений 2000—3000 м и больше. Подземные воды и поровые растворы имеют преимущественно хлоркальциевый состав и высокую минерализацию. Степень изменения их более глубокая, чем пород венда,—ранний метатенез.

В песчаниках и алевролитах, часто кварцитоподобного облика, наблюдаются явления регенерации, конформные и инкорпорационные структуры, а также стилолиты, вторичные новообразования альбита и микроклина. В глинистых породах наблюдаются гидрослюдазация и хлоритизация глинистых минералов, карбонатные породы подверглись частичной перекристаллизации. Пористость пород не превышает 2—3 %.

Нижний структурный этаж сложен иотнийскими отложениями, залегающими с углами наклона до 20—30°. Они представлены главным образом песчаниками-кварцитами, кварцито-песчаниками и кварцитами с прослоями кремнисто-серицитовых, кремнисто-хлоритовых и пиррофиллитовых сланцев. Глубина погружения иотнийских отложений более 3000 м, наблюдается также сильное воздействие стресса.

Подземные воды и поровые растворы типа высокоминерализованных гидротерм, пористость пород 2—3 %.

Описанные породы находятся на стадии позднего метатенеза. Песчаники-кварциты характеризуются наличием регенерационных, стилолитовых и шиповодных структур, в кварцитах появляются начальные бластовые структуры. Цементирующее вещество представлено кварцем, серицитом, хлоритом с примесью пиррофиллита, в кварцитах обычен гематит. Глинистые породы превращены в серицитовые и пиррофиллитовые сланцы, присутствует кляваж течения и разрыва.

Отложения нижнего протерозоя и архея представлены настоящими метаморфическими породами — фацей зеленых сланцев, глаукофановой, амфиболитовой и гранулитовой.

Более молодые отложения Восточно-Европейской платформы — палеозойские и мезо-кайнозойские находятся на стадии раннего и среднего катагенеза, и только в прогибных структурах большого масштаба — Пачелмский прогиб, Днепровско-Донецкая впадина и др. — нижние горизонты палеозоя (кембрий, силур, девон, частью каменноугольные отложения) подверглись более сильным вторичным изменениям и находятся на стадии позднего катагенеза.

Детальные минералого-петрографические исследования проведены на отдельных участках Восточно-Европейской платформы: Карелия, Пачелмский прогиб, Приднестровье.

Карелия. В Карелии широко развиты наиболее молодые докембрийские отложения свиты шокшинских кварцитов (иотний). Эта свита по данным И. М. Симановича [1966 г.] имеет



Рис. 56. Структуры дифференциального скольжения в шокинском кварцито-песчанике. По И. М. Симановичу [1966 г.].

Увеличение 132, при двух николях.

мощность более 1000 м. Залегание пород складчатое, они образуют пологую синклиналию с одним крутым крылом, часты сбросы и надвиги, и прорваны небольшими интрузивными телами габбро-диабазов.

Преобладающим типом пород являются кварцито-песчаники и песчаники-кварциты, существенно кварцевые (кварца более 95 %). Аутигенные минералы представлены кварцем и серицитом, в небольшом количестве присутствует хлорит, эпидот, кальцит и гематит. Последний наблюдается в виде рубашек на обломочных зернах кварца и новообразований в порах и на контакте зерен (аутигенный). Биотит почти полностью превращается в мусковит. Среди мономинеральных кварцевых пород отмечены слои с серицито-пирофиллитовым цементом, а также микалитов и железисто-пирофиллитовых сланцев.

Структуры кварцитовидные, конформно-регенерационные, широко развиты стилолиты и стилолитовые швы. Наряду со стилолитами, параллельными напластованию встречаются стилолиты, расположенные под углом к напластованию. Присутствуют также структуры смятия, катаклаза, начального бластеза и структуры дифференциального скольжения (рис. 56).

Структуры растворения под давлением считают признаком позднего катагенеза в платформенных условиях, а структуры смятия, катаклаза, бластеза и дифференциального скольжения результатом воздействия динамометаморфизма. Контактные изменения под влиянием внедрений габбро-диабазов проявляются на расстоянии до 15 м от интрузий в виде пренинизации и эпидотизации кварцито-песчаников [И. М. Симанович, 1966 г.].

Анализ фактического материала приводит нас к нескольким выводам. В шокинских кварцито-песчаниках наблюдается парагенез кварца — серицита (мусковита) — гематита или кварца — серицита — пирофиллита — гематита. Эти парагенезы типичны для кварцево-серицитовой и кварцево-пирофиллитовой

фаций стадии метагенеза. Широкое развитие структур растворения под давлением, а также смятия, бластеза и дифференциального скольжения является обычным для метагенетической стадии. Структуры дифференциального скольжения, по нашему мнению, являются квиважем течения — перекристаллизацией глинистого вещества цемента под направленным давлением стресса. И наконец, геологические условия: большая мощность, складчатое залегание и т. п. — все это свидетельствует о геосинклинальном или переходном режиме образования свиты шокшинских кварцитов.

Пачелмский прогиб. Палеозойские и рифейские отложения прогиба изучены В. Д. Шутовым [1960 г., 1962 г.]. Палеозойские отложения представлены комплексом каменноугольных и девонских карбонатных и терригенных пород с угленосной толщей в основании карбона. Они залегают на глубинах от 200 до 1200 м.

Рифейские отложения состоят преимущественно из терригенных моно- и полиминеральных пород. Выделяются три самостоятельные серии, которые начинаются мономинеральными кварцевыми породами внизу и заканчиваются полиминеральными аркозовыми песчаниками вверху: сердобская, валдайская и балтийская серии. Рифейские отложения залегают на глубинах от 1200 до 2200 м. Подземные воды и поровые растворы в основании палеозойской толщи представляют собой высокоминерализованные растворы (170 г/л) хлоридного типа с высоким содержанием щелочей.

Пористость палеозойских пород 10—20 %, рифейских на глубине до 1500 м 5—10 %, на глубине более 1500 м 1—5 %. В изученном разрезе выделяются две зоны вторичных изменений: зона неизмененного глинистого вещества — начальный эпигенез (катагенез в нашем понимании. — *Н. Л., Л. О.*) и зона измененного глинистого вещества и кварцево-регенерационного цемента — поздний эпигенез (катагенез в нашем понимании. — *Н. Л., Л. О.*).

К первой относятся все палеозойские породы разреза Сердобской скважины и средне-, частью нижнекаменноугольные отложения Пугачевской скважины. Характерной чертой этой зоны является сохранность диагенетических минералов и обломочного костяка пород, наличие монтмориллонита, каолинита, опала, высокая пористость песчаников (более 10 %), а также наличие ангидритового цемента в наиболее проницаемых для подземных вод породах.

Ко второй зоне относятся рифейские отложения Сердобской скважины и нижнекаменноугольная угленосная толща, девон и рифей Пугачевской скважины. Характерными особенностями второй зоны являются: 1) появление кварцевого регенерационного цемента в песчаниках, конформно-регенерационных (мозаичных) структур, 2) гидрослюдизация каолинита в полиминеральных породах и диккитизация в мономинеральных кварцевых песчаниках, 3) растворение и замещение кварцем ангидрита, 4) му-

сковитизация и хлоритизация глауконита, 5) широкое развитие структур гравитационно-направленной коррозии, частным случаем которых являются микростилолитовые структуры. В результате всех этих процессов пористость песчаников понижается до 1—5 %.

Граница между зонами сечет стратиграфические границы и постепенно повышается по направлению к Прикаспийской впадине при увеличении мощности и глубины залегания пород.

Анализируя приведенные данные, можно предполагать наличие более глубоких изменений — стадии метагенеза. К зоне метагенеза, по нашему мнению, следует отнести толщу диккитизированных кварцевых песчаников с парагенезом вторичный кварц — диккит, широким развитием гравитационно-направленной коррозии — микростилолитовых структур и низкой пористостью песчаников. Парагенез кварца и диккита более характерен для метагенетической стадии изменения пород.

Приднестровье. Древние — доордовикские отложения Приднестровья, залегающие на кристаллическом фундаменте или на корях выветривания, большинство исследователей относят к рифею или венду. Они представлены измененными терригенными породами, в которых на разных уровнях содержится значительная примесь вулканогенного материала. Общая мощность доордовикских отложений Приднестровья более 300 м в Приднестровье и более 700 м в Причерноморской впадине (Мирное). Залегание пород спокойное — моноклиналиное с заметным падением на юг и юго-запад. Они перекрыты толщей около 1500 м ордовика, силура и девона, а также мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

По данным А. В. Копелиовича [27] при всей пестроте изменений весь разрез может быть подразделен на две зоны: верхнюю — ранний эпигенез и нижнюю — поздний эпигенез (катагенез в нашем понимании. — Н. Л., Л. О.).

Верхняя зона мощностью около 160 м охватывает каниловские и частично калюсские слои. Этот интервал разреза характеризуется слабым развитием структур растворения под давлением. Конформные и инкорпорационные структуры здесь редки, они проявляются лишь в отдельных слоях песчаников, не содержащих седиментационного глинистого цемента. Микростилолитовые структуры отсутствуют. Явления пластической деформации обломочных зерен также редки. Регенерационный кварц встречается редко, процессы каолинизации и диккитизации проявляются слабо, хлоритизации подвержены листочки биотита. В песчаниках и алевролитах широко развит кальцитовый цемент и наблюдается замещение обломочных зерен кальцитом.

Нижняя зона мощностью 140 м охватывает могилевскую свиту, ярышевские, джуржевские слои и нижнюю половину калюсских слоев ущицкой свиты. Характеристику зоны дадим по А. В. Копелиовичу: «В этой зоне широко развиты конформные структуры, интенсивность проявления которых все более и более

усиливается с глубиной. Появляются микростилолитовые структуры, в отдельных слоях представляющие обычное явление. Пластические деформации зерен полевых шпатов возрастают, достигая своего максимума в ямпольских слоях. Трещиноватость в зернах кварца и полевых шпатов впервые фиксируется в песчаниках из основания калюсских слоев, вниз по разрезу она все более и более усиливается. В олчедаевских слоях отдельные зерна оказываются милонитизированными... Изменение биотита и преобразование его в вермикулит и гидрослюды выражено еще более интенсивно, нежели в породах верхней зоны. Деанортизация плагиоклазов, сопутствуемая образованием цеолитов и реже цонзита, становится обычным явлением. В верхней половине нижней зоны широко развит хлорит, замещающий биотит и продукты его более раннего изменения.

Аутигенный микроклин и альбит, регенерирующие обломочные зерна, развиты повсеместно, при этом с глубиной содержание их в породе все более и более возрастает. Также заметно шире в строении пород участвует аутигенный кварц, не только регенерирующий зерна, но выполняющий местами поровые промежутки в форме роговиковых агрегатов.

...Процессы диккитизации и каолинизации в рассматриваемой зоне усиливаются, достигая максимума в верхней половине этой зоны (джурджевские и ярышевские слои). Ниже постепенно содержание этих минералов убывает, и в олчедаевских слоях они встречаются лишь спорадически...

...Процессы кальцитизации в джурджевских слоях развиты еще широко. Ниже содержание кальцита в среднем все более и более убывает» [27, с. 241—244].

В описываемых породах цеолиты представлены гейландитом и морденитом. Диккит определен на основании термического анализа по наличию эндотермического эффекта при 680 °С. Рентгенограммы не подтверждают присутствие диккита, так как они не содержат весьма интенсивного отражения с межплоскостным расстоянием 1,317 Å, характерного для этого минерала, а каолиниты с эндотермическим эффектом при 680 °С описаны в литературе [Г. Т. Волостных, 1965 г.].

Процессы каолинизации, диккитизации и карбонатизации, по мнению А. В. Копелиовича [27], свидетельствуют о регрессивном эпигенезе. Однако парагенезы гейландита, морденита с гидрослюдизированным и хлоритизированным биотитом и каолинитом, как было показано выше, являются характерными парагенезами раннего катагенеза. Таким образом, в рифее и венде Приднестровья мы имеем вверху зону раннего катагенеза, а ниже в породах с широким развитием структур растворения под давлением зону позднего катагенеза. И если действительно имеется диккит, то и зону раннего метагенеза.

Сибирская платформа. Ясная зональность вторичных изменений осадочных пород установлена Г. Н. Перозио [1960 г.] в терригенных породах мезозоя Западно-Сибирской низменности (эпи-

герцинская платформа). Меловые и юрские отложения залегают на размытой поверхности палеозоя на глубинах от 157—254 до 2441—2945 м и сложены различными типами терригенных пород. До глубины 2000 м выделяется зона неустойчивого комплекса глинистых минералов с монтмориллонитом (верхне- и частично нижнемеловые отложения). Ниже до глубины 2800 м расположена зона хлорит-кварцево-альбитового и альбит-кварцево-серицитового цемента с реликтами измененного обломочного биотита (нижнемеловые и юрские отложения). На глубине свыше 2800 м до поверхности палеозойских пород в юрских отложениях выделяется зона мусковитоподобной гидрослюдь и пакетов хлорита и диоктаэдрической гидрослюдь. По мнению Г. Н. Перозии, первая зона соответствует раннему, вторая — позднему эпигенезу (катагенезу в нашем понимании. — Н. Л., Л. О.), а третья — зоне начального метагенеза.

Исследования сотрудников ВНИГРИ [51] показали, что коллекторы нефти и газа Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции представлены аркозовыми песчаниками мела, имеющими пористость в пределах 20—35 % (открытая пористость) и проницаемость от 30 до 1000 мД. Толщи, вмещающие аркозовые песчаники, отнесены к зоне умеренного и сильного уплотнения и могут быть сопоставлены с зоной раннего катагенеза Г. Н. Перозии [1960 г.]. Зона умеренного и сильного уплотнения простирается до глубины 2,3 км. В юрских отложениях коллекторами нефти и газа являются литокластические песчаники, имеющие такие же параметры пористости и проницаемости на глубинах до 1,8—1,9 км.

Ниже, на глубине до 2,8—3,0 км, меловые аркозовые песчаники имеют пористость 10—15 % и проницаемость менее 250 мД, примерно такие же параметры наблюдаются в литокластических песчаниках юры.

Толщи, залегающие на глубинах 2—3 км, отнесены к зоне очень сильного уплотнения и могут быть сопоставлены с зоной позднего катагенеза (и, возможно, раннего метагенеза?).

На восточной окраине Сибирской платформы, в Якутии и Приверхожье, по материалам А. Г. Коссовской [1962 г.] и А. С. Запорожцевой [1960 г.] выделяются следующие зоны вторичных изменений осадочных пород:

Зона неизмененного глинистого вещества — ранний катагенез

Эта зона включает отложения мела и верхней юры до глубины 2000 м. Породы сохраняют свои первичные текстурно-структурные черты и минеральный состав. Глины преимущественно мономинеральные — монтмориллонитовые, гидрослюдистые, каолинитовые. Глинистые цементы песчаников такого же типа. Обломочный биотит хлоритизируется, переходит в смешаннослойные фазы хлорита — вермикулита и каолинизируется. Широко развиты карбонаты, корродирующие обломочные зерна. Подземные воды преимущественно гидрокарбонатные с невысокой минерализацией. Цеолиты представлены гейландитом и десмином. Ископаемые угли типа бурых и каменных длиннопламенных. Пористость пород 12—35 %.

Зона измененного глинистого вещества — поздний катагенез

К этой зоне относятся среднеюрские отложения, залегающие на глубине свыше 2000 м. В цементе песчаников и в глинистых породах наблюдается интенсивная гидрослюдизация каолинита, появляются мозаично-регенерационные структуры и стилолиты. Подземные воды хлоридного типа и более высокоминерализованные.

Южно-Якутский бассейн. Бассейн расположен в полосе мезозойских депрессий южной окраины Алданского щита. Юрские и меловые отложения выполняют впадины и грабены, разделенные горстовыми выступами Алданского — архейского щита. Они подстилаются протерозойскими и вендскими отложениями или залегают прямо на архее.

Угленосная формация юры и мела сложена главным образом обломочными породами, подчиненное значение имеют глинистые, карбонатные и вулканогенно-осадочные породы. Общая мощность мезозойских отложений Южно-Якутского бассейна около 4000 м.

По данным В. М. Желинского [20] в бассейне выделяются следующие зоны вторичных изменений.

Ранний катагенез:

Зона неизмененного глинистого вещества, установлена в нижнемеловых отложениях — песчаники нагоринской свиты. Они характеризуются присутствием аутигенных новообразований гейландита, обломочные неустойчивые минералы — пироксены и амфиболы не подверглись растворению.

Зона слабо измененного глинистого вещества, выделяется в тех же нижнемеловых отложениях — холодниковская свита, сложенная главным образом песчаниками с гидрослюдисто-хлоритовым и ломонтитовым цементом.

Поздний катагенез:

Зона ломонтит-хлорит-гидрослюдистого цемента и широкого распространения конформных структур, включает в себя три верхнеюрские свиты общей мощностью 1500 м. Она характеризуется наличием ломонтит-хлорит-гидрослюдистого цемента в зернистых породах, альбитизацией плагиоклазов и полным растворением неустойчивых обломочных минералов (пироксенов и амфиболов).

Зона гидрослюдисто-роговикового цемента, выделена в отложениях средней и нижней юры, имеющих мощность 1500 м и сложенных обломочными породами. Зернистые породы зоны характеризуются широким развитием процессов коррозии и регенерации кварца, полевых шпатов, появляются микростилолитовые контакты между зернами, преобладающим цементом в верхней части зоны является гидрослюда, хлорит, кварц и ломонтит, в нижней части зоны исчезает ломонтит и преобладает кварцевый роговиковый цемент.

Для стадии раннего катагенеза характерны газовые и коксовые угли, для стадии позднего катагенеза — угли от газовых до отощенных спекающихся и даже тощих. Следует отметить, что вторичные изменения пород и углей не всегда согласуются между собой. Последнее, вероятно, связано с тем, что мезозойские отложения Южно-Якутского бассейна прорваны многочисленными интрузиями магматических пород и наблюдается широкое проявление гидротермальной деятельности. Термический режим недр бассейна (тепловой поток) в различных его участках был не одинаковым.

К зоне раннего метагенеза В. М. Желинский [20] относит часть нижнеюрской юхтинской свиты по наличию кварцитовидных структур и углей типа тощих.

Суммируя вышеизложенное по Южно-Якутскому бассейну, можно прийти к заключению, что здесь мы имеем дело не столько с региональным катагенезом и метакатагенезом, сколько с контактовым. Угленосная толща слагает верхний структурный этаж платформы (активизированной области древней платформы), имеет небольшую мощность (4000 м) и прорвана многочисленными интрузиями магматических пород. С воздействием интрузий и связано появление более метаморфизованных углей в тех толщах, где им не полагается быть. С этими же причинами связаны аномалии в распределении аутигенных минералов в различных зонах вторичных изменений осадочных пород. Одним из примеров этого может служить появление ломонтита в зоне раннего катагенеза (возможное влияние гидротерм?).

2. ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Верхоянская геосинклиналь. Складчатая зона Западного Верхоянья имеет уникальный, почти непрерывный разрез терригенных отложений — полимиктовых и полевошпатово-кварцевых песчаников, алевролитов и сланцев общей мощностью 11 000 м. На основании детального минералого-петрографического исследования в этом разрезе выделяются следующие зоны [А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, 1955 г.; А. Г. Коссовская, 1962 г.].

Зона неизмененного глинистого цемента — начальный эпигенез (катагенез в нашем понимании.— *Н. Л., Л. О.*)

К этой зоне отнесены верхи верхнего мела до глубины 500 м. Породы сохраняют свои первичные текстурно-структурные черты и минеральный состав, приобретенные во время седиментогенеза и диагенеза. Глинистые породы главным образом полиминеральные. Песчано-алевритовые породы имеют поровые структуры, цемент глинистый полиминеральный и кальцитовый. В неоднородной глинистой массе наблюдается формирование хлорита. Обломочный биотит в начальной стадии изменения дает смешаннослойные хлорит-вермикулитовые фазы, дальнейшее его изменение происходит в направлении хлоритизации и гидрослюдазации. Основные плагиоклазы, пироксены и амфиболы подвергаются внутрислоевому растворению. Карбонаты интенсивно замещают зерна нестойких обломочных минералов и корродируют стойкие. Пористость пород высокая — 35—12%. В породах этой зоны в виде аксессуарных минералов присутствуют цеолиты — гейландит и стильбит.

Зона измененного глинистого цемента — глубинный эпигенез

К ней отнесена толща нижнего мела и верхней юры мощностью до 3500—4000 м. Характерной особенностью зоны является почти полная перекристаллизация глинистого вещества в цементе зернистых пород, перешедшего в гидрослюда и хлорит. Широко развиты опал, халцедон и вторичный кварц. Глинистые породы представлены плотными аргиллитами и имеют тот же состав, что и глинистое вещество цемента песчаников, только менее раскристаллизованы.

Обломочный биотит аморфизуется или переходит в хлорит, возникают пакеты хлорита и гидрослюда мусковитового типа по биотиту. По средним плагиоклазам развивается ломонтит, замещающий их. Последний выделяется также в поровом пространстве. Широкое развитие получают кварцево-регенерационные структуры в песчаниках. Наблюдается также регенерация плагиоклазов — обрастание их каемками альбита. Пористость пород от 13—12 до 4—5%. Ископаемые угли в верхней части зоны находятся на стадии длиннопламенных и газовых, в нижней части — на стадии коксовых и паровичных,

спекающихся. Помимо ломонтита в верхнеюрских отложениях Ленского бассейна обнаружен сколецит [А. С. Запорожцева и др., 1961 г.].

Зона кварцитовидных структур и хлорит-серицитового цемента — начальный метазенез

Эта зона охватывает большую часть разреза — от средней юры до верхов нижней перми общей мощностью 4000—6000 м. Характерной особенностью зоны является широкое распространение в песчано-алевритовых породах кварцитовидных структур, обусловленных разрастанием обломочных зерен кварца, в меньшей степени полевых шпатов. Цементы песчаников состоят из вторичного кварца, хлорита или серицитоподобного минерала. Глубокой перекристаллизации подвергается глинистое вещество, и не только в песчаниках, но и в глинистых породах (сланцах). Основными минералами являются хлорит и слюда мусковитоподобного типа. Обломочный биотит переходит в пакеты хлорита и мусковитоподобного минерала. В качестве новообразований присутствуют также альбит, эпидот, сфен и некоторые другие титанистые минералы. Пористость пород уменьшается (до 4—2 %).

Зона шиповидных структур и мусковит-хлоритового цемента — глубинный метазенез.

Зона охватывает отложения нижней перми мощностью до 3000 м. Для этой зоны характерно развитие кварцитовидных песчаников и появление аспидных и филлитоподобных сланцев. Наиболее важными аутигенными минералами являются хлорит и мусковит, часто образующие крупные листочки (порфиroidные выделения). Отмечен пренит в виде новообразований по плагноклазам и выделений в порах. Широко развиты своеобразные «шиповидные» структуры в песчаниках — вхождение пластинок слюд и хлорита в измененные бластезом регенерированные зерна кварца.

В связи с сегрегацией наблюдается линейное расположение линзовидных скоплений слюды в песчаниках, обогащенных мусковитом. Обломочный биотит отсутствует, он замещается пакетами хлорита и мусковита.

Зона шиповидных структур и мусковит-хлоритового цемента в работе А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова [1961 г.] отнесена к раннему метазенезу (табл. 38). К позднему или глубинному метазенезу относится эпидот-альбитовая фация зеленых сланцев (табл. 38). Эпидот-альбитовая фация расположена ниже описанного разреза и приурочена к каменноугольным и девонским отложениям в ядре структуры Западного Верхоянья.

Описанные выше зоны вторичных изменений осадочных пород Верхоянской геосинклинали изображены на рис. 57. Авторы подчеркивают возможность картирования зон вторичных изменений осадочных пород, что несомненно имеет большое научное и практическое значение.

Большой Донбасс. Большой Донбасс включает в себя складчатое сооружение Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкую впадину (ДДВ). Одни исследователи считают его предгорным прогибом герцинской складчатой области, расположенной южнее, другие авлакогеном, и, наконец, многие — геосинклиналью, точнее парагеосинклиналью, возникшей в теле Восточно-Европейской платформы.

Каменноугольные отложения Большого Донбасса представлены рядом преимущественно терригенных формаций (терригенных угленосных, безугольных, флишиодных, красноцветных), сменяющихся в разрезе и на площади. С северо-запада на юго-восток происходит нарастание мощностей и изменение фациального облика отложений при примерно одинаковом или близком

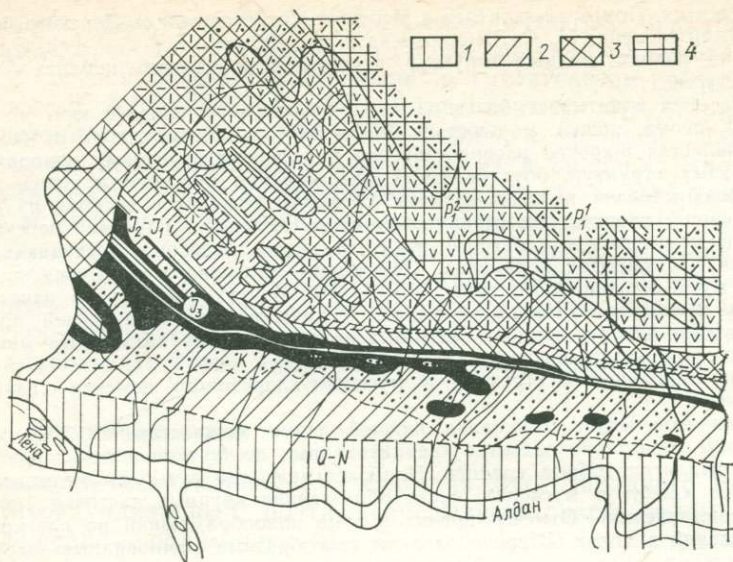


Рис. 57. Схема зон вторичных изменений широтного участка Западного Верхоянья у слияния Лены и Алдана. По А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову [1955 г.].

Зоны: 1 — глинистого цемента; 2 — хлорито-кварцевого цемента; 3 — кварцевого регенерационного цемента; 4 — кварцевого и слюдяного цемента.

вещественном составе. Каменноугольные отложения находятся на различных стадиях постдиагенетических изменений [Н. В. Логвиненко, 1957 г.], которые зависят от мощности толщи (давление нагрузки и геотермический градиент), вещественного состава пород и характера поровых вод. В складчатом Донбассе и его юго-восточном продолжении они усиливаются влиянием стресса и гидротермальной деятельности. В ДДВ эти влияния проявляются локально в местах тектонических нарушений (купола, флексуры, зоны разломов) и приводят к весьма интенсивным изменениям.

Каменноугольные отложения Большого Донбасса являются вмещителем угля, нефти, газа и других полезных ископаемых и в настоящее время прекрасно изучены. По всестороннему характеру и достоверности их изученность не имеет себе равных среди других геологических объектов Советского Союза и может служить эталоном.

В связи с прогнозированием качества ископаемых углей на новых площадях и условий разработки угольных пластов на глубоких горизонтах, а также с выявлением коллекторов нефти и газа в глубоководных отложениях повысился интерес к детальному изучению постдиагенетических изменений каменноугольных пород.

Стадии и зоны постдиагенетических изменений. Стадия катагенеза может быть разделена на три этапа (табл. 43). Этап раннего катагенеза наблюдается в пределах южного склона Воронежского массива и в южной части Белоруссии (долина р. Мозырь). В наборе терригенных пород наряду со слабосцементированными и уплотненными разновидностями встречаются рыхлые — пески и глины, а также бурые угли марок B_1 и частично B_2 . Основная масса глин и глинистых цементов на этом этапе представляет собой неизменное аллотигенное вещество или для соответствующих фациальных типов сохраняет аутигенные минералы диагенеза (каолинит болотных глин, глауконит и лептохлориты бассейновых отложений и пр.). В раннем катагенезе начинаются процессы гидратации, коррозии и выщелачивания основных обломочных компонентов, активного перераспределения вещества в цементах и аутигенного минералообразования. Сохраняются обломки эффузивных пород даже стекловатой структуры, а среди аутигенных форм кремнезема широко распространен опал. Парагенезы минералов близки к диагенетическим и представлены монтмориллонитом, гидрослюдой 1Md, смешаннослойными фазами, каолинитом, хлоритом 7 и 14 Å, опалом, халцедоном, карбонатами и сульфидами.

Этап среднего катагенеза охватывает каменноугольные отложения южной, северо-западной и северной части ДДВ до глубин 2400—3500 м, а также северо-западной и западной окраин Донбасса. Среди них распространены слабосцементированные песчаники и алевролиты, известные с первичными органогенными структурами, глины и размокающие в воде аргиллиты, угли марок B_3 и Д (частично Г). На этом этапе постепенно идет преобразование глин в аргиллиты, а в цементах зернистых пород формируются аутигенные силикаты и карбонаты. При всей условности границ между отдельными подразделениями стадийных изменений в качестве нижней границы этапа среднего катагенеза можно использовать кроме перехода углей из марки Д в марку Г и стабилизацию монтмориллонита.

На этом этапе происходит также раскристаллизация опала, обогащение алюминием аутигенной гидрослюды. Активное перераспределение минерального вещества в поровом пространстве (в частности, процессы доломитизации и полиморфных превращений) приводит к формированию вторичной пористости, что связано с улучшением фильтрационных свойств коллекторов нефти и газа. Интенсивность этого процесса неоднозначна для разных глубин ДДВ, и положение границы между средним и поздним катагенезом может меняться в зависимости от конкретных тектонических условий отдельных участков [24, 25].

Этап позднего катагенеза связан в складчатом Донбассе с той частью разреза угленосной формации среднекаменноугольных отложений, которая содержит угли марок ГЖ, Ж, К и ОС, в ДДВ — с глубокозалегающими горизонтами средне- и нижнекаменноугольных отложений, где граница между средним и по-

Стадия, ее подразделение					Палеоглубина, м	Фактор		
Принятые авторами		По С. Г. Неручеву, Н. Б. Вассоевичу, Н. В. Лопатину						
Стадия	Этап	Стадия	Подстадия	Градация				
Катагенез	Ранний	Катагенез	Протокатагенез	ПК ₁	100—2400 (3500)	Состав пород и поровых вод, количество и качество ОВ, слабое геостатическое давление		
				ПК ₂				
				ПК ₃				
	Средний			Мезокатагенез	Главная фаза нефтеобразования	МК ₁	2400 (3500)—5500	Геостатическое давление, в меньшей степени температура, состав и концентрация поровых вод
						МК ₂		
						МК ₃		
	Поздний		Главная фаза газобразования		МК ₄			
					МК ₅			
					МК ₆			
	Метагенез			Ранний	Апокатагенез	Главная фаза газобразования	АК ₁	5500—9900
АК ₂								
Поздний		АК ₃						
		АК ₄	9900	Геостатическое давление, температура, стресс, гидротермальные растворы				
Метаморфизм низкой ступени (начальный) — низы мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев		Метагенез			10 000, при стрессе от 4000 и более	Геостатическое давление, стресс, температура, состав пород		

Изменение структур и текстур	Изменение обломочных компонентов	Глинистые минералы и их стадийные изменения
Уплотнение глин и песков, начало аутигенной цементации	Аморфизация, каолинизация, гидратизация железистых слюд, хлоритизация обломков	Каолинит, гидрослюда 1М, монтмориллонит, 7А-хлорит, смешаннослойные фазы
Дальнейшая цементация и уплотнение, образование пленочных и порово-базальных цементов	Агрегизация и деформация железистых слюд, хлоритизация, начало коррозии обломочных минералов	То же и 14 А-хлорит
Дальнейшее уплотнение и цементация, образование регенерационных цементов, конформация, инкорпорация, начало микростилолитизации	Частичное преобразование обломков эффузивов, коррозия и регенерация кварца, полевых шпатов, деформация и агрегизация слюд	Стабилизация монтмориллонита и смешаннослойных фаз, начало гидрослюдизации каолинита, дегидратация гидрослюд
Широкое развитие регенерационных, конформных, инкорпорационных и микростилолитовых структур	Полное преобразование эффузивных обломков и биотита, коррозия кварца и полевых шпатов	Гидрослюдизация каолинита, мусковитизация и парагонитизация гидрослюд
Появление кливажа течения и разрыва, «бородатых» зерен кварца, мозаичных и сегрегационных структур	Катаклаз и начальный бластез кварца, исчезновение обломочного биотита	Мусковитизация глинистого вещества всех пород, Mg-метасоматоз хлоритов, появление гюмбелита и стильномелана
Бластовые и сланцеватые структуры и текстуры	Катаклаз и бластез	Хлорит-мусковитовая ассоциация. Фенгит и гюмбелит при избытке Mg, стильномелан при недостатке

Стадия, ее подразделение					Тип контактов зерен в песчанниках			Коэффициент К		
Принятые авторами		По С. Г. Неручеву, Н. Б. Вассовичу, Н. В. Лопатину			конформные	инкорпорационные	стилолитовые			
Стадия	Этап	Стадия	Подстадия	Градация						
Катагенез	Ранний	Катагенез	Протокатагенез	ПК ₁	—	—	—	0,35		
				ПК ₂						
				ПК ₃	28	2	0	0,36—0,42		
	Средний		Мезокатагенез	Главная фаза нефтеобразования	МК ₁	—	—	—	0,43—0,54	
					МК ₂	41	15	2	0,55—0,62	
					МК ₃	—	—	—	0,63—0,67	
	Поздний	Главная фаза газобразования		МК ₄	—	—	—	0,68—0,71		
				МК ₅	—	—	—	0,72—0,76		
	Метагенез			Ранний	Апокатагенез	—	АК ₁	30	38	12
			АК ₂							0,79—0,82
АК ₃									0,83—0,88	
АК ₄									0,89—0,90	
Поздний	—	—	—	—	—	—	0,90			
Метагенез										
Метаморфизм низкой ступени (начальный) — низы мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев										

* Первая цифра — песчаники, вторая — алевролиты, третья — аргиллиты.

Марки углей	Отражательная способность витринита углей по ГОСТ 21489—76		Физические свойства пород				
	в иммерсионном масле R _{им} ^o , %	в воздухе, 10R _в ^o , усл. ед.	Объемная плотность, г/см ³	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Скорость ультразвука, км/с
Б ₁ —Б ₂	≤0,30—0,39	≤5,8—66	—	—	40,0—20,0	—	2,3—3,0
Б ₂	0,30—0,39	58—66					
Б ₃	0,40—0,49	67—69	2,28*	2,69	15,0	1,9	3,0
Д	0,50—0,64	70—76	2,34	2,72	14,0	1,7	3,0
			2,33	2,71	14,0	1,6	2,3
Г	0,65—0,84	77—82	2,52	2,71	7,0	2,5	3,0
ГЖ, Ж	0,85—1,14	83—90	2,57	2,74	6,3	1,9	3,8
К	1,15—1,49	91—97	2,58	2,74	5,3	1,6	2,9
ОС	1,50—1,99	98—107					
Т	2,0—2,49	108—116					
A ₁	2,50—3,40	117—129	2,64	2,74	3,5	2,8	4,0
A ₂	3,41—4,40	130—138	2,67	2,77	4,0	2,1	4,1
A ₃	4,41—5,50	139—150	2,69	2,79	4,0	1,8	3,8
A ₄	>5,50	>150	2,70	2,75	2,0	2,9	5,0
			2,70	2,78	3,2	2,4	4,2
			2,71	2,80	4,0	1,9	4,0
							5,0—5,5

этим катагенезом по степени преобразования ОВ и структурно-минералогическим признакам может быть опущена до глубины иногда 3500 м. Этап позднего катагенеза характеризуется развитием структур бесцементного сочленения зерен, инкорпорацией и микростилолитизацией наряду с существованием силикатных и карбонатных цементах. Стекловатая масса эффузивных обломков превращается в агрегат хлорита, альбита и цеолитов, а кварц и полевые шпаты обломочных пород растворяются под давлением, что сопровождается локальной регенерацией. На этом этапе широко развиты алюминиевые гидрослюды и моноклинные магнезиально-железистые хлориты, а также сохраняется устойчивым триклинный каолинит. Наряду с политипом 1М гидрослюд, появляется политип 2М₁, но в то же время могут сохраняться реликты смешаннослойных фаз, связанные с преобразованием пирокластики [Н. В. Иванова и др., 1979 г.]. На нижней границе позднего катагенеза весьма существенно меняются физические свойства пород (табл. 43), в частности происходит изменение прочностных свойств и резкое снижение пористости и качества коллекторов.

Этап раннего метагенеза начинается основной структурной переработкой пород. Он характеризуется присутствием в разрезах аргиллитов со сланцеватостью и глинистых сланцев, кварцитовидных песчаников и алевролитов. Угли относятся к марке Т и антрацитам VII—IX стадий метаморфизма (по ГОСТ 21489—76), обозначенным в табл. 43 через А₁, А₂, А₃. Этап раннего метагенеза характеризуется повсеместным развитием гидрослюды 2М₁ в терригенных породах и железисто-магнезиального хлорита политипа IIb, 14А, $\beta=97^\circ$ с явной моноклинностью. Реликты каолинита сохраняются только в породах болотных фаций. Устойчивый щелочной характер поровых вод создает благоприятные условия для гидрослюдизации каолинита и серицитизации гидрослюды, образования парагонита (при наличии натрия) и существенно магнезиальных хлоритов (при наличии магния). Перераспределение кремнезема происходит благодаря интенсивной коррозии кварца, полевых шпатов, гидрослюдизации монтмориллонитов, которая сопровождается их регенерацией. Обломки эффузивов переходят в агрегаты хлорита, альбита и цеолитов. Железистые слюды полностью превращаются в пакеты хлорита и мусковита.

В бесцементных породах широко развиты стилолитовые структуры параллельно напластованию (влияние гравитационного давления) и под углом к напластованию (влияние стресса). Направленная коррозия и кристаллизация формируют щетки гидрослюды при внедрении тонкогильчатых агрегатов в зерна кварца («бородатые» зерна кварца).

Этап позднего метагенеза характеризуется массовым развитием серцита—мусковита как в цементах зернистых пород, так и в основной массе пелитовых пород. Явления метасоматоза (автометасоматоза) приводят к появлению специфических раз-

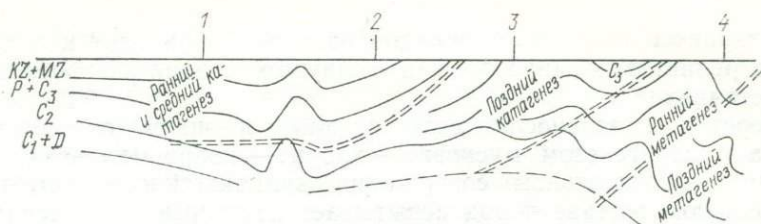


Рис. 58. Схематический разрез через Большой Донецкий бассейн с северо-запада на юго-восток с указанием зон вторичных изменений осадочных пород. 1 — ДДВ; 2 — северо-западная окраина Донбасса; 3 — его центральная часть; 4 — юго-восток Донбасса.

новидностей слоистых силикатов — гюмбелита, стильпномелана, фенгита, парагонита, магнезиального и щелочного хлорита. Гидротермальная деятельность находит отражение в заполнении трещин и в цементах карбонатами — анкеритом, кальцитом с сульфидами. Структурные изменения проявляются в кливаже течения и разрыва, «бородатых» зернах, начальном бластезе. Осадочные породы представлены глинистыми сланцами, сланцеватыми алевролитами, кварцитовидными песчаниками, филлитоподобными сланцами в пределах юго-восточного продолжения Донбасса и в Предкавказье. Область пород, находящихся на стадии позднего метазенеза с развитием антрацитов марки A_4 , расположена на юго-восточной окраине и на юго-восточном продолжении (Предкавказье) (рис. 58).

Антрацитам марки A_4 свойственны: выход летучих менее 3 %, теплота сгорания около 34 МДж/кг, плотность органической массы более 1,6 г/см³. В позднем метазенезе начинается графитизация ОВ антрацитов. ОВ с такими свойствами относится к разности, переходной от антрацитов к метаантрацитам [В. А. Кушнирук и др., 1957 г.], распространенным среди метаморфических пород фации зеленых сланцев. Так, например, для зеленосланцевой фации советских Карпат характерны антрациты с плотностью ОВ массы, равной 1,7—1,8 г/см³ [О. В. Иванцев, 1979 г.]. Индикатором позднего метазенеза для терригенных пород Донбасса может служить количественная оценка степени их структурного преобразования. Судя по сейсмическим скоростям, в открытом Донбассе терригенные породы, содержащие антрациты высокой степени метаморфизма и принадлежащие к этапу позднего метазенеза, переходят в породы фации зеленых сланцев на глубинах свыше 6 км (см. ниже).

Таким образом, осадочное вещество каменноугольных пород Большого Донбасса находится на различных стадиях изменений, что контролируется мощностями осадочных толщ. При направленном изменении структур и минеральных парагенезов наблюдается большое разнообразие в темпах этих изменений, и ОВ углей опережает изменение минерального состава. Неравновес-

ный характер осадочного породообразования приводит к сохранности реликтовых минералов предыдущих стадий на последующих стадиях.

Переход к зеленосланцевой стадии регионального метаморфизма с парагенезом мусковит — хлорит — кварц (кальцит) при весьма незначительном содержании вулканогенного материала в первичном составе пород испытывает некоторые отклонения от нормы благодаря наложенным процессам термального, дислокационного воздействия и гидротермальной деятельности. К типичным минералам наложенных процессов относятся диккит, анкерит, барит, сульфиды и твердые углеродистые соединения, а структурно-текстурные изменения выражаются в формирова-

ТАБЛИЦА 44

Коэффициент K песчаников Донбасса и ДДВ

Марка угля				
Б	БД	Д	Г	Ж
Донбасс				
$\frac{0,33}{5}$	$\frac{0,42}{4}$	$\frac{0,52}{5}$	$\frac{0,58}{5}$	$\frac{0,64}{4}$
ДДВ				
$\frac{0,32}{3}$	$\frac{0,40}{2}$	$\frac{0,43}{11}$	$\frac{0,58}{30}$	$\frac{0,62}{4}$

Примечание. В числителе — среднее значение коэффициента K , в знаменателе — число исследованных образцов.

Образцы ДДВ взяты из горизонтов ниже- и среднекаменноугольных отложенных площадей Гнеденцы, Сагайдаки, Прилуки, Бахмач, Талалаевка и др. по 26 скважинам. Шлифы песчаников были любезно предоставлены А. Е. Лукиным, за что авторы весьма признательны.

нии стилолитов, трещин, зеркал скольжения и при воздействии глубинных флюидов в образовании вторичной пористости на значительных глубинах (ДДВ).

Одной из важных задач литологического исследования является необходимость четкого разграничения региональных и локальных процессов.

Количественная оценка структурных изменений. С увеличением степени постдиагенетических изменений связано преобразование структур терригенных пород, что наиболее четко выражается в изменении взаимоотношений между обломочными зернами песчаной и алевритовой размерности. В шлифах с помощью окуляр-микрометра определялись различные типы контактов между зернами и проводилась их количественная оценка. В табл. 44 приведены результаты изучения типов контактов в песчаниках, вмещающих угли различных марок, от

длиннопламенных до антрацитов. Видно, что с увеличением степени метаморфизма углей происходит последовательное изменение и характера контактов между обломочными зернами — растет число инкорпорационных и сутурных контактов вплоть до появления микростилолитового сочленения зерен. При этом общая протяженность контактов увеличивается.

Для количественной оценки протяженности контактов предложен экспресс-метод [53] определения коэффициента K , который представляет собой отношение удвоенной суммарной протяженности контактов зерен к их суммарному периметру.

Для песчаников Донбасса коэффициент K возрастает от 0,33 для песчаников, вмещающих бурые угли, до 0,91 для песчаников, вмещающих антрациты (рис. 59). Наиболее интенсивный рост коэффициента K наблюдается на этапе раннего и среднего катагенеза, и с увеличением степени изменения он замедляется. Эта зависимость выдерживается и для песчаников ДДВ, вмещающих угли аналогичных марок (табл. 44).

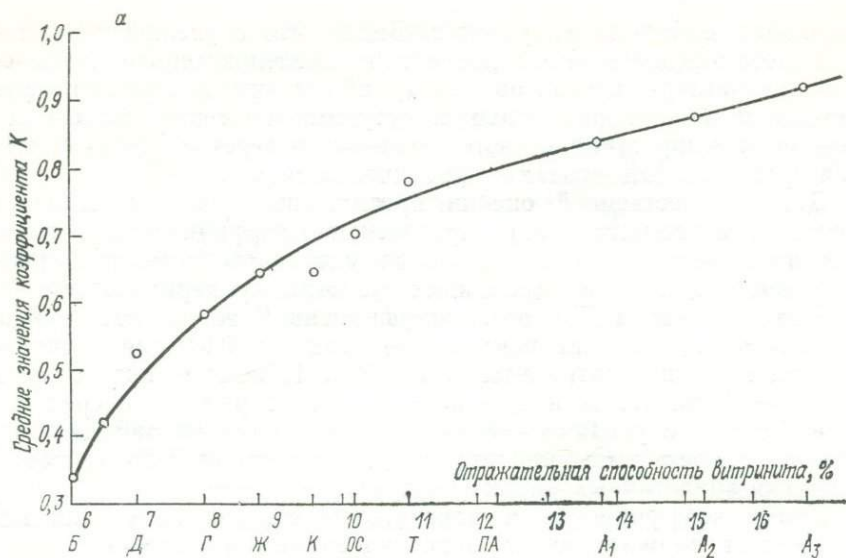
Кроме коэффициента K показателем степени изменения пород может служить число ориентированных удлинённых зерен кварца в песчаниках и алевролитах. Проведенные нами подсчеты в шлифах показали, что содержание ориентированных зерен параллельно напластованию следующее, %: ранний и средний катагенез — 10—12, поздний катагенез — 15—16, ранний метагенез — 18—22, поздний метагенез — 59—60.

Поскольку объективным количественным показателем степени изменения ОВ и пород является отражательная способность витринита, связь ориентировки кварцевых зерен и отражательной способности витринита была проверена при помощи корреляционного анализа. На ЭВМ были вычислены уравнения регрессии в линейной и квадратической форме $y = a_0 + a_1x$; $y = a_0 + a_1x + a_2x^2$, где y — отражательная способность витринита; x — содержание ориентированных зерен кварца. Коэффициент корреляции $r = 0,85$, а его надежность $\mu = 58,0$.

Это исследование показало, что в условиях Донбасса с относительно слабой складчатостью и большой мощностью осадочной толщи определяющим фактором является гравитационное (литостатическое) давление, которое и создает ориентировку компонентов пород параллельно напластованию.

Плотностные свойства пород. Постдиагенетические изменения плотностных свойств осадочных пород Донбасса впервые отмечены А. Т. Донабедовым [1943 г.] на примере песчаников и затем изучались многими исследователями [В. В. Гречухин и др., 1978 г. и другие].

Результаты наших работ позволяют детализировать характер изменения плотностных свойств осадочных пород различных их типов. Математическая обработка данных наших измерений и опубликованных в литературе показала, что от стадии раннего катагенеза до стадии позднего метагенеза среднее приращение плотности у глинистых пород 0,09, у песчаных и алевролитово-



вых — 0,06 г/см³. Среднеквадратичные погрешности последних находятся в пределах 0,002—0,006 г/см³ [4]. Эти данные получены при исследовании пород в основных геолого-промышленных районах Донбасса по керну буровых скважин до глубины 1000—1500 м (рис. 60 и 61).

Увеличение плотности и уменьшение пористости терригенных пород Донбасса вызвано направленным характером аутигенного

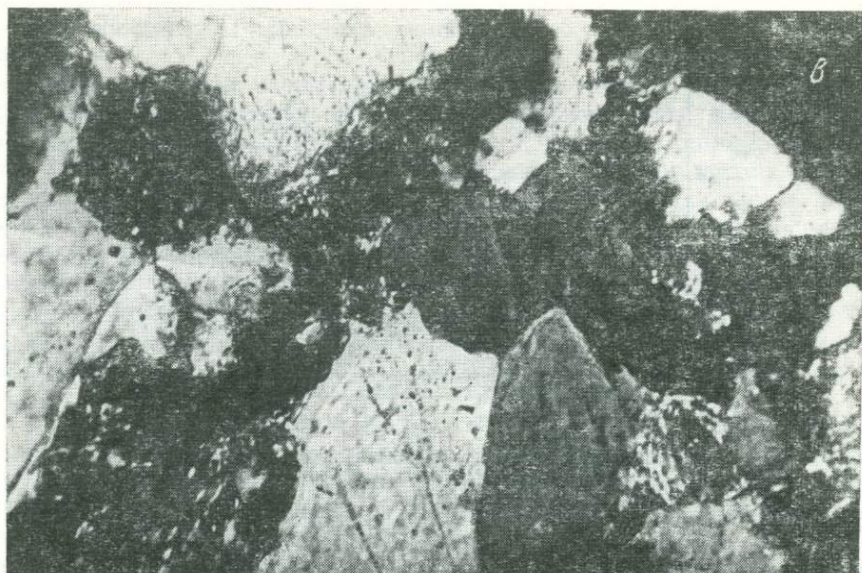


Рис. 59. *а* — соотношение между отражательной способностью витринита ($10 R^{\circ}$, усл. ед.) и средними значениями коэффициента изменения структуры терригенных зернистых пород (K); *б* — полимиктовый песчаник верхов нижнекаменноугольных отложений восточной части Донбасса с $K=0,90$. Увеличение 40, при двух николях; *в* — песчаник аркозовый среднекаменноугольных отложений юго-западного Донбасса с $K=0,60$. Увеличение 40, при двух николях.

минералообразования и преобразования цементов, что приводит к сокращению объема пор и хорошо согласуется с представлением о ката- и метагенезе — приспособлении пород к более высоким термодинамическим условиям.

Тепловые свойства пород. Изучение тепловых свойств пород проведено на 2000 образцов из керна разведочных скважин западной, центральной и юго-западной части Донбасса. В лаборатории определялась теплопроводность, температуропроводность и теплоемкость. Измерения проводились при нормальных давлении и температуре по методу плоского контакта на образцах с лабораторной влажностью и направлении теплового потока перпендикулярно к напластованию [Ю. И. Белоцерковец, 1967 г.]. Пробы были отобраны из 102 скважин до глубины 1800 м из каменноугольных свит от C_1^3 до C_3^2 .

Математическая обработка показала, что теплопроводность и температуропроводность возрастают с глубиной, но изменения эти невелики, а стратиграфическое положение пород не оказывает существенного влияния на их тепловые свойства. Поскольку температуропроводность вещества по своему определению не является независимым тепловым параметром, а однозначно определяется его теплопроводностью, теплоемкостью и объемной

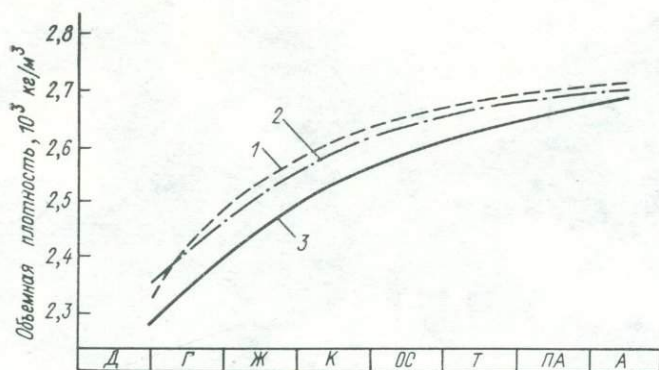


Рис. 60. Зависимость между объемной плотностью терригенных пород и марками углей.

1 — глинистые породы; 2 — алеволиты; 3 — песчаники.

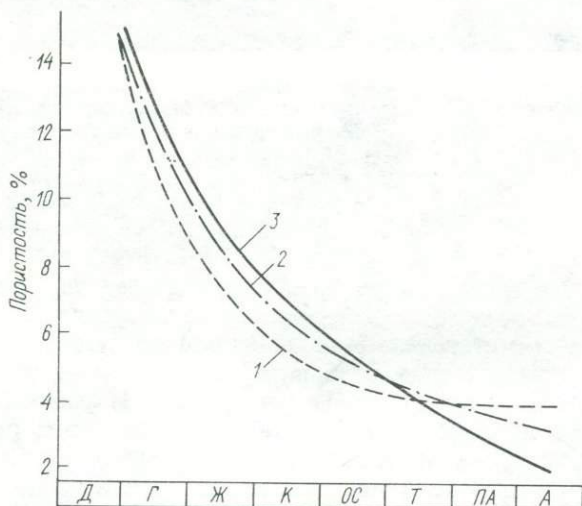


Рис. 61. Зависимость между пористостью терригенных пород и марками углей.

1—3 — см. рис. 60.

плотностью, приведем ниже только результаты изучения теплопроводности и теплоемкости.

Средние значения теплоемкости для различных пород близки и по данным наших измерений составляют: для песчаников 0,80, для алеволитов и сланцеватых алеволитов 0,84, для аргиллитов и глинистых сланцев 0,92 и для углей 1,34 Дж/(кг·К). Среднеквадратичные отклонения от приведенных значений не превышают $\pm 0,4$ Дж/(кг·К). Основные геологические факторы,

определяющие их тепловые свойства,— состав и степень изменений.

Параллельно с увеличением «метаморфизма» углей происходит увеличение средних значений теплопроводности вмещающих пород. Наиболее значительный темп изменения теплопроводности наблюдается у песчаников, меньший — у алевролитов и еще меньший — у глинистых пород (табл. 43). Теплопроводность терригенных пород находится в обратной зависимости от их дисперсности, т. е. наибольшей теплопроводностью характеризуются песчаники, наименьшей — глинистые породы. Теплопроводность одного и того же типа пород сильно изменчива, коэффициент вариации достигает 20—30 %. Это обусловлено размером обломочных зерен, карбонатностью, содержанием ОВ и текстурными особенностями, которые от образца к образцу изменяются.

Скорость распространения упругих волн. Скорость распространения продольных упругих волн в терригенных каменноугольных породах Донбасса изучалась на образцах, отобранных из керна скважин в Алмазно-Маревском, Боково-Хрустальнинском, Краснодонском, Ворошиловградском и Должанско-Ровенецком районах. Измерения производились методом прозвучивания с помощью сейсмоскопа типа УКБ-1М по стандартной методике в нормальных термодинамических условиях.

Как и другие физические свойства, скорость распространения упругих волн в каменноугольных отложениях Донбасса зависит от степени их вторичных изменений. Эту зависимость характеризуют рис. 62 и табл. 43.

Результаты измерения скоростей распространения упругих волн согласуются с ранее проведенными исследованиями [В. В. Гречухин и др., 1978 г.]. Они свидетельствуют о том, что увеличение скорости упругих волн в терригенных породах карбона Донбасса происходит параллельно с ростом их вторичных изменений и связано с изменением структур — уменьшением пористости и повышением плотности. Была также проведена геологическая интерпретация данных о распределении скоростей упругих волн в земной коре Донецкого бассейна, полученных по ряду профилей глубинного сейсмического зондирования.

На рис. 63 приведены графики изменения с глубиной сейсмических скоростей, построенные по данным М. И. Бородулина для осадочно-метаморфического глубинного слоя Донбасса. Сопоставление этих материалов с результатами лабораторных измерений при высоких, соответствующих большим глубинам, давлениях [М. П. Воларович и др., 1971 г.] показывает, что для осадочно-метаморфической толщи сейсмические градиенты изменения скоростей с глубиной значительно выше экспериментальных (лабораторных). Это различие будет еще выше, если учесть что на сейсмические градиенты в сторону их занижения влияет геотермический фактор.

Отсюда следует, что осадочно-метаморфический слой земной коры Донбасса сложен породами, скорости других волн в которых

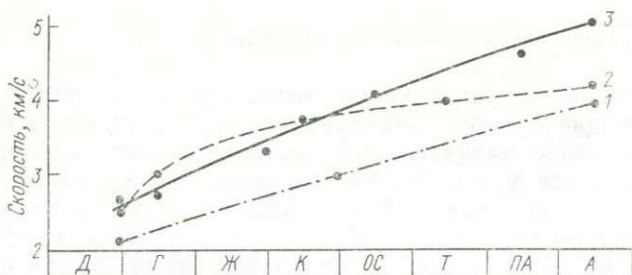


Рис. 62. Зависимость между скоростью распространения упругих волн (ультразвук) в терригенных породах и марками углей.

1—3 — см. рис. 60.

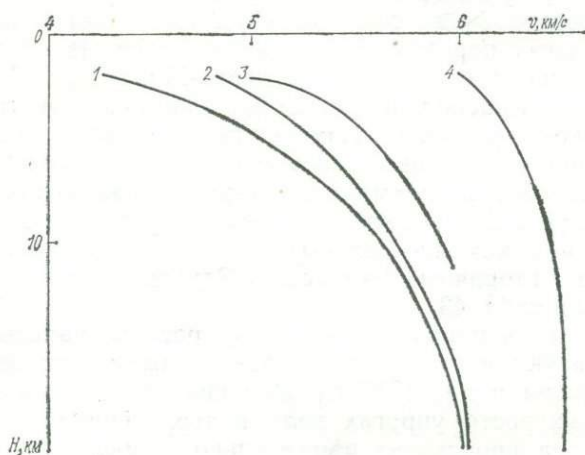


Рис. 63. Распределение сейсмических скоростей в породах глубинных горизонтов Донбасса.

1 — западная часть Донбасса; 2 — восточная; 3 — центральная; 4 — породы кристаллического фундамента.

непрерывно возрастают с глубиной. Это, вероятно, связано с тем, что слой сложен в основном породами терригенного состава, а причиной возрастания сейсмических скоростей с глубиной являются вторичные изменения пород под воздействием температуры и давления.

На площади Донецкого бассейна сейсмические скорости в каменноугольных отложениях верхней части осадочного слоя изменяются от 3,3 (в зоне раннего катагенеза) до 5,4 км/с (в зоне позднего метакатагенеза), что согласуется с результатами измерений скорости ультразвука в образцах терригенных пород в лабораторных условиях.

Степень постдиагенетических изменений каменноугольных отложений Большого Донбасса прогрессивно нарастает с северо-запада на юго-восток параллельно с нарастанием мощности и интенсивности складкообразовательных движений, а в пределах одного и того же района — с глубиной. Некоторые отклонения от этой закономерности наблюдаются в складчатом Донбассе (увеличение степени изменения в области главного антиклинала) и в ДДВ (в зонах флексур и разломов в прибортовых частях и на юго-восточной окраине). Все локальные отклонения связаны с влиянием стресса и гидротерм.

Вместе с тем на глубоких горизонтах ДДВ наблюдаются отклонения и в другую сторону — появление пород с высокой проницаемостью вблизи зон разломов благодаря циркуляции флюидов и выщелачиванию цемента в породах, находящихся на стадии позднего катагенеза. Парагенезы аутигенных минералов, изменение структур и физических свойств коррелируются с марками углей. Это дает возможность выделить и охарактеризовать стадии и этапы постдиагенетических изменений, а количественная оценка структурных изменений позволяет картировать зоны вторичных изменений (рис. 64).

Зональность вторичных изменений осадочных пород наблюдается в палеозойских отложениях Уральской геосинклинали, геосинклинали Большого Кавказа, в верхнем палеозое Забайкалья, в палеозойских отложениях Прибалхашья и др. [37, 38]. Однако в настоящее время эти изменения изучены еще недостаточно, изучением охвачены сравнительно небольшие по мощности разрезы. Поэтому мы не будем останавливаться на их описании, ограничимся лишь некоторыми сведениями по Прибалхашью, Саяно-Алтайской складчатой области и Южному Тянь-Шаню.

Прибалхашье. Силурийские отложения Прибалхашья представлены главным образом терригенными породами — полимиктовыми средне- и мелкозернистыми разнороднозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов, известняков и туфов. Общая мощность силура до 3000 м.

Девонские отложения сложены полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, туфами с редкими пластами конгломератов и известняков. Мощность девонской толщи оценивается примерно в 3000 м.

Каменноугольные отложения представлены различными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями туфов, известняков и иногда конгломератов. Мощность нижнего карбона около 1000 м, среднего и верхнего карбона до 3000 м.

Силурийские отложения собраны в сложные и интенсивно сжатые складки. Девонские отложения дислоцированы значительно слабее — это линейные коробчатые складки с разрывами. Наименее интенсивно дислоцированы каменноугольные отложения, выполняющие наложенные мульды. В пределах Северо-Восточного Прибалхашья выделяется крупная тектоническая структура — Прибалхашский антиклинорий, в сводовой части которого

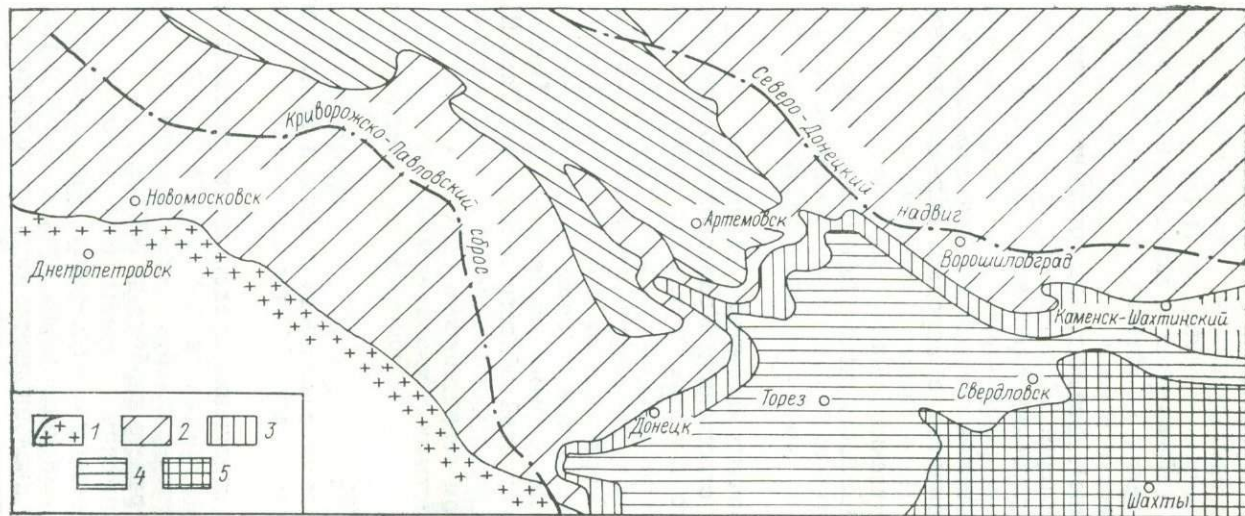


Рис. 64. Схематическая карта зон вторичных изменений каменноугольных отложений восточной части Большого Донбасса.

1 — докембрий Украинского кристаллического щита и площадь, перекрытая пермскими и более молодыми отложениями; 2 — зона раннего и среднего катагенеза; 3 — зона позднего катагенеза; 4 — зона раннего метагенеза; 5 — зона позднего метагенеза.

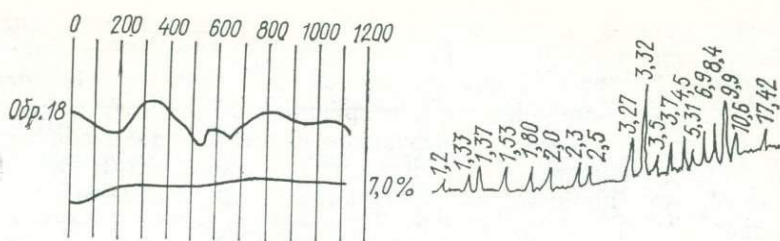


Рис. 65. Дифрактограмма и кривая нагревания и потери массы цемента силурийского песчаника Прибалхашья.

располагается наложенная Саякская мульда, выполненная каменноугольными отложениями.

К зоне позднего метазенеза относятся силурийские породы.

В песчаниках силура наблюдаются механическая деформация и раздробление зерен, явления направленной коррозии и кристаллизации с образованием уплощенных и «бородатых» зерен кварца. Глинистые минералы превращены в стильномелан, хлорит и серицит. Листочки и чешуйки минералов цемента ориентированы параллельно своими длинными размерами и перпендикулярно к давлению (кливаж течения). Хорошо выражен кливаж разрыва. В результате возникают сланцеватые линзовидно-сегрегационные структуры. Широким развитием пользуется вторичный кварц. Из аксессуарных аутигенных минералов присутствуют эпидот, альбит.

Стильномелан слагает основную массу цемента. Листочки и чешуйки его коричнево-бурого цвета с плеохроизмом $\parallel Ng$ коричнево-буром, $\parallel Np$ светло-желтым до бесцветного. Показатели преломления $Ng=1,663$, $Np=1,579$, $Ng-Np=0,084$, угол оптических осей отрицательный и небольшой. Кривые нагревания имеют эндотермические эффекты при температурах 200, 550 и 650 °С и экзотермические эффекты при 350 и 800 °С. Рентгенограмма (рис. 65) частично текстурированного образца дала серию базальных отражений, характерных для гидрослюд и хлоритов (вторым важным компонентом цемента является хлорит). Стильномелан аналогичного типа описан нами в пермских отложениях Забайкалья, измененных тоже до стадии позднего метазенеза.

Пористость силурийских песчаников около 2 %.

По девонским отложениям у нас, к сожалению, нет материала. Судя по тому, что каменноугольные породы находятся на стадии глубокого катагенеза, можно предполагать в верхах силура и девоне зону начального метазенеза.

Нижнекаменноугольные породы представлены олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами: полевошпатовыми, аркозовыми, полевошпатово-кварцевыми (содержание полевых шпатов от 20 до 90 %). Цемент песчаников контактово-

поровый, поровый, местами базальный. Основными минералами в цементе являются хлорит, вторичный кварц, иногда карбонаты. В алевролитах преобладает базальный цемент из роговикового кварца. Хлорит выполняет поры и трещины в обломочных зернах и развивается по обломкам эффузивов и плагноклазам совместно с вторичным кварцем, иногда альбитом и сколецитом. Обломки эффузивов, как правило, хлоритизированы, плагноклазы серицитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы. В зернистых породах с малым содержанием цемента развиваются конформные и инкорпорационные структуры. Пористость породы менее 2% (за счет полной цементации).

Нижекаменноугольные породы находятся на стадии глубинного катагенеза. Верхнекаменноугольные отложения, вероятно, относятся уже к зоне начального катагенеза — неизмененного глинистого вещества.

Палеозой Саяно-Алтайской складчатой области. По материалам Г. Н. Бровкова и А. Е. Могилева [9] во впадинах Саяно-Алтайской складчатой области, выполненных вулканогенно-осадочными и терригенными породами силура, девона и каменноугольной системы мощностью до 10—12 км, наблюдается своеобразная зональность вторичных изменений. В Тувинском прогибе выделяется альбитовая с цеолитами и хлоритом зона эпигенеза по терминологии авторов (катагенез по общепринятой), которая в разных районах представлена либо фацией альбитовой с хлоритом, либо анальцимовой сверху и ломонтитовой внизу (в зависимости от состава пород). Мощность зоны 2,6—4,3 км; она охватывает верхнюю часть разреза осадочной толщи (каменноугольная система, девон).

Ниже располагается хлорит-альбитовая зона с эпидотом и пренитом, в которой сверху выделяется пренит-эпидот-хлорит-альбитовая подзона (фация), а внизу — хлорит-альбитовая с эпидотом (зона метагенеза). Мощность зоны метагенеза 2,5—8,0 км, максимальная глубина погружения кровли около 10 км (силур, нижний девон).

Близкие соотношения имеют место в Минусинской котловине при несколько меньшей мощности зон и глубине максимального погружения кровли.

Авторы считают, что парагенезы аутигенных минералов определяются главным образом первичным минеральным составом пород, а затем уже мощностью и глубиной погружения (T и p).

«Характер общей зональности минерального фона разреза в большей степени определен изменениями термодинамических условий эпигенеза (катагенеза в нашем понимании. — Н. Л., Л. О.), а набор и взаимоотношения эпигенетических фаций — вещественным составом толщ при второстепенной роли нагрузки и температуры» [9, с. 183].

Палеозой Южного Тянь-Шаня. Исследованиями Нгуен Бьен [49] в Ферганском, Алайском и Зеравшанско-Гиссарском хребтах

Южного Тянь-Шаня установлены постепенные переходы от слабоизмененных терригенных пород до метаморфических пород фации зеленых сланцев при незначительной мощности осадочных толщ (от 3—4 до 8 км).

В Ферганском хребте непрерывная терригенная толща верхнего силура — нижней перми мощностью до 8 км образует Кипчалминский антиклинорий. Степень изменения пород нарастает от периферии к осевой части структуры. Породы нижней перми находятся на стадии позднего катагенеза. Мощность зоны позднего катагенеза 3,7 км. В глинистых породах и в цементе зернистых пород наблюдается парагенез гидрослюды и хлорита, рассеянное ОВ изменено до стадии коксовых и отощенных спекающихся углей.

Породы каменноугольной системы, девона и частично силура изменены до стадии раннего метагенеза. Мощность зоны раннего метагенеза около 2,5 км. В глинистых породах и в цементе зернистых пород глинистые минералы преобразованы в гидрослюды и серицит, хлорит, рассеянное ОВ изменено до стадии тощих углей и полуантрацитов, широко развиты конформные и стилолитовые структуры.

Зона позднего метагенеза выделяется в осевой части антиклинория (нижний девон — силур), ее мощность 2,5 км. В зоне позднего метагенеза развиты глинистые (и филлитоподобные) сланцы, метапесчаники, появляются лепидо- и гранобластовые структуры, кливаж. Для этой зоны характерно присутствие пакетов мусковита и хлорита по обломочному биотиту и стильпномелана (появление).

В Алайском хребте в пределах Охнинско-Талдыкского синклинория породы силура и девона общей мощностью около 3,5 км изменены от стадии позднего катагенеза до фации зеленых сланцев регионального метаморфизма.

Терригенные породы силура представлены граувакковыми песчаниками и сланцами. В песчаниках развиты кварц-гидрослюдисто-хлоритовый цемент и конформные структуры — стадия позднего катагенеза. Зона раннего метагенеза выделяется в толщах каиндинской и канской свит (нижний силур?). В породах этой зоны наблюдается интенсивная серицитизация и хлоритизация глинистого вещества, в заметных количествах появляются эпидот, реже стильпномелан и пумпеллит. В зернистых бесцементных породах преобладают сутурные контакты и проявляется начальный бластез.

В верхних горизонтах тех же свит (каиндинской и канской) выделена зона позднего метагенеза. В метапесчаниках и метасланцах зоны позднего метагенеза имеют место альбитизация, эпидотизация, массовое появление стильпномелана, кливаж течения и разрыва, бластез. В ядре синклинальной структуры в породах обнаружены хлорит-серицит-кварцевые, серицит-хлоритовые и другого состава сланцы и иногда кварциты фации зеленых сланцев.

Зоны вторичных изменений	Породы	Текстура	Структуры контактов зерен кварца и полевых шпатов	Аутигенные минералы	Глинистые минералы		Температура начала образования рас- сеянного углерода, °С
					По диопситу	По каолиниту	
Катагенез Угренный	Песчаники						
	Аргиллиты						
Катагенез Глубокий	Песчаники						
	Аргиллиты Сланцы						
Метагенез Начальный	Кварцито- видные песчаники						
	Сланцы Кварцито- видные песчаники						
Зеленосланцевая зона	Сланцы						

Рис. 66. Характеристика зон вторичных изменений палеозойских пород южного Тянь-Шаня. По Нгуен Бьеу [1973 г.].

Примерно аналогичная картина наблюдается в Зеравшанско-Гиссарском хребте (Чимтаргинский синклинорий междуречья Искандердаря — Арчмайдан), где осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы изменены от стадии позднего катагенеза до зеленосланцевой фации.

Характеристика парагенезов и структур осадочных пород разных стадий изменения в терригенных толщах Южного Тянь-Шаня обобщенно дана на рис. 66.

Пример Тянь-Шаня показывает, что в эвгеосинклинальных условиях фактором вторичных изменений осадочных пород являются стрессовое давление в процессе складкообразования и в какой-то мере повышенный тепловой поток. При небольшой мощности толщ осадочных пород гравитационное давление (нагрузка вышележащих отложений) незначительно, а вместе с тем породы испытывают интенсивное изменение вплоть до появления фации зеленых сланцев. Эта закономерность ясно проступает при сравнении Южного Тянь-Шаня с Верхоянской геосинклиналью и Донецким бассейном.

Во всех рассмотренных выше примерах наиболее глубокие изменения осадочных пород приурочены к нижнему и среднему структурному этажу геосинклиналей — зона позднего метакатагенеза. Эта зона вниз по разрезу переходит в область развития

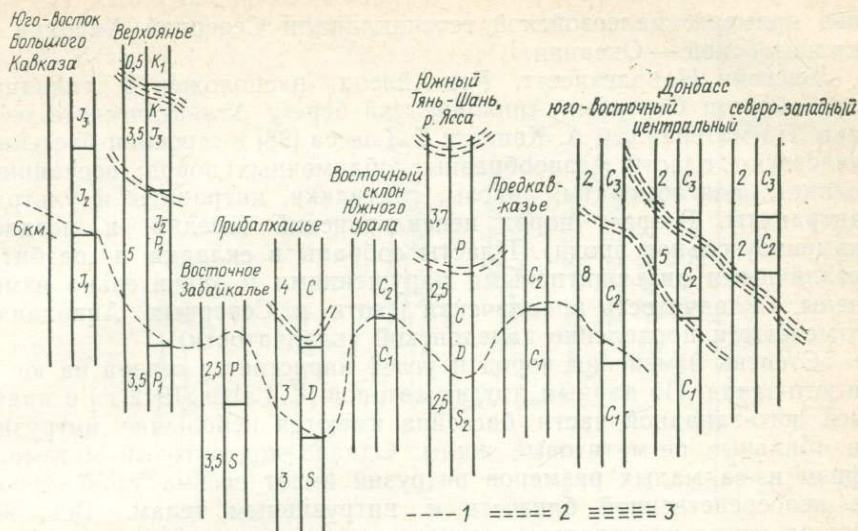


Рис. 67. Положение зон вторичных изменений осадочных пород в некоторых геосинклиналях СССР.

Верхние границы зон: 1 — позднего катагенеза; 2 — раннего метакатагенеза; 3 — позднего метакатагенеза.

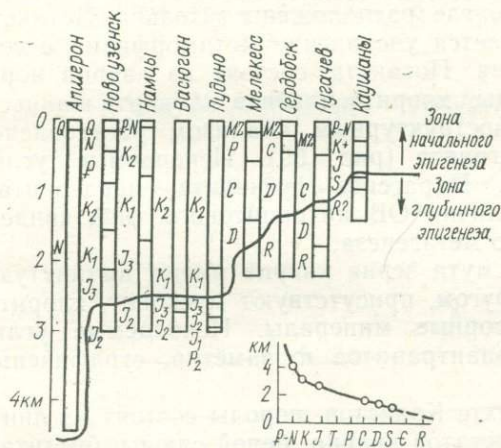


Рис. 68. Положение зоны раннего катагенеза (неизмененного глинистого вещества) на платформе и в области, переходной к геосинклинали. По А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову [1956 г.].

На графике — положение границы между зонами начального и глубинного эпигенеза.

регионального метаморфизма низкой ступени — фацию зеленых сланцев или в область контактов осадочных пород с магматическими — зону (фацию) узловатых и пятнистых сланцев.

Положение зон вторичных изменений осадочных пород в некоторых геосинклиналях СССР показано на рис. 67, на платформах — на рис. 68.

В заключение нашего краткого обзора зональности вторичных изменений осадочных пород в геосинклиналях рассмотрим еще

два примера: палеозойской геосинклинали Северной Америки и кайнозойской — Океании.

Бассейн Наррагансетт, Род-Айленд, расположен в складчатой области Северных Аппалачей на берегу Атлантического океана. По материалам А. Квина и Г. Глесса [98] в строении бассейна участвуют пласты разнообразных обломочных пород: песчаники, сланцы, конгломераты, аркозы, граувакки, антрациты и ультраантрациты. Возраст пород пенсильванский (средне- и позднекаменноугольная эпохи). Пласты собраны в складки и разбиты различными дизъюнктивными нарушениями и значительно изменены. Складчатость аппалачская (хотя в Северных Аппалачах отмечают и проявление каледонской складчатости).

Степень изменения пород и углей нарастает с севера на юг и и юго-запад. По данным других авторов [С. Lahee, 1912 г.] в крайней юго-западной части бассейна имеются небольшие интрузии и обильные пегматитовые жилы. Однако контактовый метаморфизм из-за малых размеров интрузий имеет весьма узкий ореол в непосредственной близости к интрузивным телам. Вся же толща пород подверглась региональным изменениям.

Породы севернее Потакета по данным вышеназванных авторов практически не изменены (вероятно, находятся на стадии раннего метазенеза), южнее все породы изменены до фации зеленых сланцев.

На площади Провиденс, где расположены штольня Потакет и шахта Кранстон, наблюдается увеличение метаморфизма с севера на юг. Породы района Потакета состоят из кварца нормального вида, белой слюды, хлорита, альбита, кальцита и акцессорных минералов. Рентгеноструктурным анализом установлено наличие мусковита и парагонита (рис. 69). Ископаемые угли представлены антрацитами. Парагенез мусковита, парагонита, хлорита и альбита при наличии ОВ антрацитового типа свидетельствует о стадии позднего метазенеза.

В породах района Портсмута зерна кварца имеют вытянутую форму и срослись друг с другом, присутствуют мусковит, хлорит, альбит, ильменит и акцессорные минералы. Ископаемые угли находятся на стадии ультраантрацитов и заметно ографичены (рис. 70).

Еще дальше на юг, в шахте Кранстон, породы состоят из линзовидной формы зерен и агрегатов кварца, белой слюды, биотита, хлорита, альбита, ильменита и акцессорных минералов.

Судя по парагенезам аутигенных минералов и структурам, породы в районе Портсмута находятся на стадии позднего метазенеза — мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. В районе шахты Кранстон наблюдаются более глубокие изменения — появляется новообразованный биотит — биотитовая субфация фации зеленых сланцев. Ископаемые угли представлены здесь сильно ографиченными ультраантрацитами. Об этом можно судить по четким базальным рефлексам и появлению достаточно ясных отражений *hkl* графита (рис. 70).

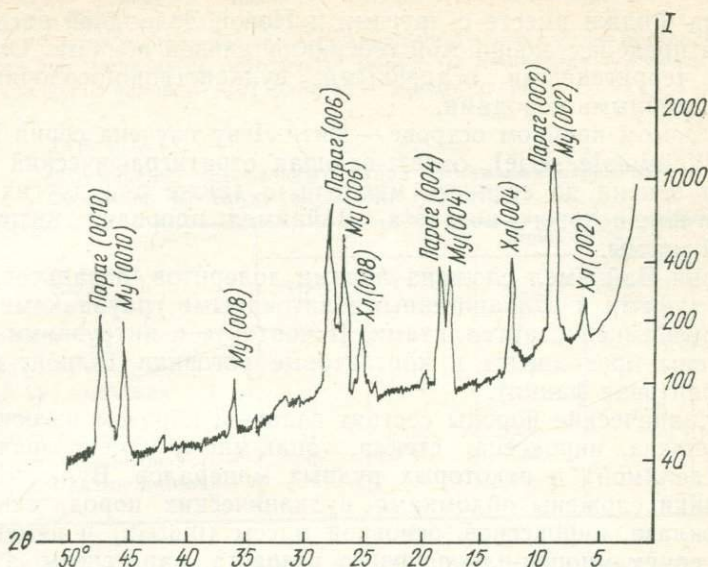


Рис. 69. Дифрактограмма фракции менее 2 мкм каменно-угольных пород бассейна Наррагансетт, Род-Айленд, США. По [98]. Параг—парAGONит, Му — мусковит, Хл—хлорит.

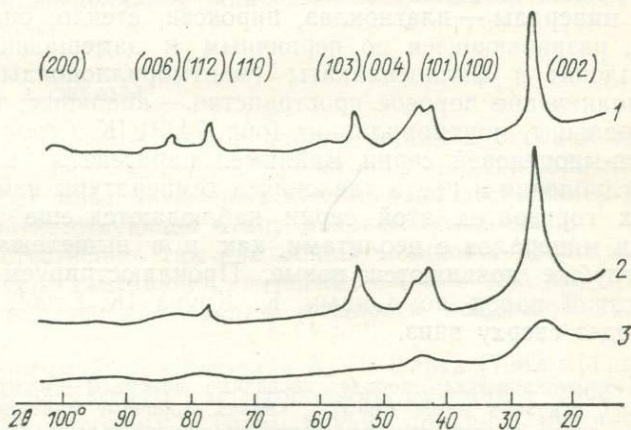


Рис. 70. Фотометрические кривые рентнограмм антрацитов бассейна Наррагансетт, Род-Айленд, США. По [98]. 1 — Кранстон; 2 — Портсмут; 3 — Потакет.

Вместе с тем в породах шахты Кранстон исчезает парAGONит нет его и дальше в более южных районах, с более высокой степенью метаморфизма. Породы у входа в гавань Наррагансетт-Бей (еще южнее) представляют собой слюдистые и гранат-ставролитовые сланцы.

О-ва Фиджи вместе с другими и Новой Зеландией располагаются в пределах альпийской геосинклинальной области. Они сложены терригенными осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами.

На самом крупном острове — Вити-Леву изучена серия Вайнимел (Wainimale serie), охватывающая стратиграфический интервал от эоцена до среднего миоцена, а также ряд других серий миоцен-плиоценового возраста. Вайнимел прорвана интрузиями кислой магмы.

Серия Вайнимел сложена лавами долеритов, базальтов, андезитов, туфами и вулканогенными литоидными граувакками, переслаивающимися с аргиллитами. В контакте с интрузиями основные лавы превращены в контактовые роговики (альбит-эпидот-актинолитовая фация).

Вулканические породы состоят главным образом из основного плагиоклаза, пироксена, стекла, опак-массы (непрозрачной и неопределимой) и некоторых рудных минералов. Вулканогенные граувакки сложены обломками вулканических пород, основного плагиоклаза, пироксенов, основной массы (matrix) и цемента.

В сериях миоцен-плиоценового возраста парагенезы аутигенных минералов всегда включают анальцим-гейландит или стильбит — шабазит наряду с другими цеолитами, хлоритом, кальцитом, монтмориллонитом и некоторыми другими минералами. Например, граувакка из серии Мба имеет такой состав: первичные обломочные минералы — плагиоклаз, пироксен, стекло, опак-масса; минералы, развивающиеся по первичным и замещающие их, — монтмориллонит и филлосиликаты (монтмориллоноиды); минералы, выполняющие поровое пространство, — анальцим, томсонит, шабазит, кальцит, монтмориллонит (обр. 7443) [К. Crook, 1963 г.].

В эоцен-миоценовой серии Вайнимел парагенезы минералов по мере углубления и роста давления и температуры изменяются. В верхних горизонтах этой серии наблюдаются еще такие же ассоциации минералов с цеолитами, как и в вышележащих породах, а глубже появляются новые. Проиллюстрируем это на ряде описаний пород по данным К. Крука [К. Crook, 1963 г.], описание идет сверху вниз.

Обр. 7413, вулканическая порода: первичные минералы — плагиоклаз, пироксен, стекло, основная масса (matrix), кварц; вторичные минералы замещения — альбит, кварц, хлорит, пирит; вторичные минералы, выполняющие поровое пространство, — морденит, селадонит, кварц; вторичные минералы жил — стильбит, кальцит, филлосиликаты.

Обр. 7416, вулканическая порода: первичные минералы — плагиоклаз, пироксен, амфибол, стекло, опак-масса; вторичные минералы замещения — ломонит, кварц, кальцит, сфен, хлорит; вторичные минералы порового пространства — кварц, кальцит, хлорит; минералы жил — **ЛОМОНТИТ**.

Обр. 7430, граувакка: первичные обломочные минералы — плагиоклаз, пироксен, стекло, опак-масса; вторичные минералы замещения — пренит, альбит, хлорит; минералы, выполняющие поровое пространство, — пренит, пумпеллит, кварц, хлорит, стильбит, шабазит (?).

Обр. 7431, граувакка: первичные минералы — плагиоклаз, пироксен, стекло, опак-масса; вторичные минералы замещения — альбит, хлорит, кварц, пумпел-

лиит, кальцит, гейландит, анальцим; минералы порового пространства — хлорит, пренит, кварц, кальцит, гейландит, анальцим.

Обр. 7414, вулканическая порода: первичные минералы — плагиоклаз, пироксен, стекло, опак-масса; вторичные минералы замещения — альбит, эпидот, хлорит; минералы порового пространства — эпидот, кварц.

ТАБЛИЦА 45

Соотношение минеральных фаций неогеновых отложений о-вов Фиджи по К. Круку [К. Crook, 1963 г.]

Минеральная фация	Серия				
	Вайни-мел	Синга-тока	Сува	Кройма-ува	Мба
Цеолитовая без разделения	?	?	+	+	+
Гейландит-анальцимовая	+	?	—	—	—
Ломонитовая	+	—	—	—	—
Пренит-пумпеллиновая	+	—	—	—	—
Альбит-эпидот-хлоритовая	+	—	—	—	—
Альбит-эпидот-актинолитовая	+	—	—	—	—

Обр. 7407, контактовый роговик: первичные минералы — плагиоклаз, пироксен, опак-масса; вторичные минералы замещения — альбит, серицит, эпидот, амфибол (актинолит).

На основании этих материалов и данных по другим сериям в табл. 45 выделяются минеральные фации и показывается их соотношение.

3. ОКЕАНЫ

На современном уровне наших знаний в океанах кроме зоны диагенеза можно выделить только зону катагенеза, которая отличается от зоны катагенеза континентов отсутствием ее нижней части, соответствующей этапу позднего катагенеза.

Это естественно, так как общая мощность осадочных образований океана составляет немногим более 2—2,5 км, в то время как на континентах нередко мощности осадочной толщи более 10—15 км.

По данным Л. Э. Левина и А. Н. Вирта [1983 г.], проанализировавших результаты глубоководного бурения с 1968 по 1982 г. (более 558 скважин) в Тихом океане мощность нижнемеловых — среднеюрских отложений составляет 0,1—0,5 км, эоцен-нижнемеловых отложений — 0,1—0,3 км и только в Коралловом море и на Новозеландском плато достигает 3—4 км, олигоцен-плейстоценовых отложений — от 1 км в пределах срединных хребтов и до более 1 км в глубоководных желобах. В окраинных морях Тихого океана мощность мезозойских и кайнозойских отложений достигает 6—10 км (Японское и Восточно-Китайское моря).

Аналогичная картина наблюдается в Атлантическом и Индийском океанах, и только в Атлантическом океане вдоль берега

Стадия литогенеза		Интенсивность генераций	Зона генерации углеводородов в нефтематеринских породах
Диагенез			I
			II
Протокатагенез			III
Мезокатагенез	Слабый		IV
	Умеренный		V
	Сильный		VI
Апокатагенез			VII
Метагенез		—	
Начальный метаморфизм			
Метаморфизм			

Северной Америки обнаружен глубокий прогиб, выполненный осадками и осадочными породами мощностью до 10—12 км.

Таким образом, нижнюю часть зоны катагенеза (этап позднего катагенеза) можно ожидать в приконтинентальной области океанов и в окраинных морях с мощной толщей осадочных образований. Возможно, в самых низах этой толщи имеются и породы стадии метагенеза (?). Однако на такие большие глубины буровые скважины пока еще не проникали, и мы можем судить об этом только по данным геофизических исследований.

Изменения осадочных пород более глубокие, чем на стадии

Геолого-геофизическая характеристика слоев разреза земной коры			Осредненные значения зон генераций, км (без глубоководных желобов)		
Разрез	Скорость, км/с	Плотность, г/см ³	Эпиконтинентальные бассейны	Глубоководные бассейны	
Рыхлые	1,7—2,0	1,5—1,8	0,01—0,1	0,2—0,7	
Полуконсолидированные	2,2—2,8	1,9—2,1	0,3—0,5	0,5—1	
Осадочный слой	Слабоуплотненные	3,0—3,2	2,2—2,3	1—2	1,5—3
	Уплотненные (консолидированные)	1,5—3	2,3—2,4	1,5—3	2—4
		3,2—4,5		2,5—5	4—6
				4—8	—
Сильноуплотненные	4,5—5,0	2,6	5—9	—	
Второй океанический слой			6—10		
«Гранитный» слой	5,0—5,8	2,7	—	—	
«Базальтовый» слой	6,0—7,2	2,8—3,0			

катагенеза, в океанах встречаются фрагментарно в контактах с магматическими породами. Они обнаружены в ряде скважин глубоководного бурения и отдельные образцы пород подняты при драгировании, о чем упоминалось выше (гл. III и IV). Эти изменения связаны, как правило, с процессами контактового метаморфизма и гидротермальной деятельностью, так же как и появление цеолитовой и зеленосланцевой фаций в океанах.

Близкие представления развивают А. Г. Коссовская и В. Д. Шуттов [1984 г.]. В результате исследования осадков и пород по скважинам DSDP Тихоокеанского профиля ими выделяется две

ассоциации аутигенных минералов осадочного чехла океана: плейстоцен-эоценовая (верхний этаж) и эоцен-меловая (нижний этаж).

Для плейстоцен-миоценовых отложений характерна ассоциация преобразованных вулканических стекол дацит-андезитового состава и их начальной смектитизации и другая более распространенная — феррисмектит-филлипситовая, связанная с базальтовой гиалокластикой.

Для эоцен-меловых пород океана характерны ассоциация железистого смектита с клиноптилолитом и палыгорскитом и широкое развитие кремней и порцелланитов.

Таким образом, плейстоцен-плиоценовые отложения можно было бы условно сопоставить с зоной диагенеза, а эоцен-меловые — с зоной катагенеза. Однако такое сопоставление будет слишком условным, так как в разных областях океана зона диагенеза может опускаться в эоцен и мел, а в других случаях подниматься (нижняя граница зоны) в плиоценовые и даже четвертичные отложения (гл. I), и определяется это скоростью осадконакопления, тепловым потоком и стрессовыми деформациями.

По-разному ведут себя и выделенные авторами парагенезы аутигенных минералов. Строгой зональности по цеолитам, минералам кремнезема, а также глинистым минералам в осадках и породах океана не наблюдается — парагенез аутигенных минералов осадков и пород океана очень сходны (см. гл. I и II). Но в принципе представления вышеназванных авторов близки к нашим, так как мы выделяем две зоны: зону диагенеза и несколько укороченную зону катагенеза; они выделяют две парагенетические ассоциации аутигенных минералов: верхнюю — плейстоцен-миоценовую и нижнюю — эоцен-меловую. В данной ситуации необходимо дальнейшее уточнение ареалов распространения этих ассоциаций по разрезу и площади дна океанов с различными геологическими условиями.

Другой подход к выделению зон изменения осадков и пород океана имеет место в работе А. И. Конюхова и др. [1978 г.]. С позиций нефтяной геологии авторы рассматривают семь зон генерации углеводородов на основании изменения физических свойств осадков и пород (скорость продольных сейсмических волн и плотность).

Названные авторы выделяют в разрезе земной коры слои: рыхлые, полуконсолидированные, слабоуплотненные, уплотненные (консолидированные) и др. (табл. 46).

Такой подход также перспективен и правомочен, однако слабым местом этой схемы является то, что в океанах предполагаются все те же слои (зоны), что и на континентах, и слишком дробное подразделение слоев. Но это не так, и в настоящей работе мы попытались показать различие между континентами и океанами.

Зональность степени изменения океанских отложений отмечалась неоднократно в отчетах о результатах глубоководного

бурения — главным образом по изменению физических свойств и степени консолидации. Обычно выделяются неконсолидированные осадки — илы и оозы, полуконсолидированные и консолидированные — осадочные породы.

Так, С. Шлангер [100] при изучении карбонатных отложений скв. 167 на поднятии Магеллана в Тихом океане выделил три стадии изменения: I — карбонатные илы до глубин 250—300 м; II — неплотный мел до глубины 600 м (зона диагенеза. — *Н.Л., Л.О.*); II—III — переходная стадия — плотный мел с известняками до глубины 800 м и III — известняки со стилолитами до глубины 1175 м (зона катагенеза. — *Н.Л., Л.О.*). Аналогичное исследование по материалам DSDP проведено М. А. Левитаном и Н. В. Логвиненко [35], выделившими в океанских отложениях зону диагенеза с максимальной мощностью 800—1000 м и ниже ее зону катагенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(Сравнение процессов осадочного породообразования на континентах и в океанах)

Процессы образования осадочных пород на континентах и в океанах при общей их направленности: образования осадков, превращения осадков в породы, изменения пород — осуществляются по-разному.

Диagenетическая стадия на континентах в субаэральных и в некоторых типах субаквальных осадков (соли) происходит достаточно быстро при большом разнообразии состава, физико-химических условий и парагенезов аутигенных минералов, отражающих разнообразие фаций. Среди аутигенных минералов присутствуют все типы глинистых минералов, цеолиты, различные карбонаты, сульфаты, хлориды, окислы и гидроокислы, сульфиды и др., пористость осадков сравнительно невысокая — в пределах 25—50 %. Зона диагенеза обычно не имеет большой мощности — первые десятки метров, максимум первые сотни метров в четвертичных и частично неогеновых отложениях.

Исключение составляют крупные водоемы суши, главным образом внутренние моря, представляющие собой в этом отношении переходные области между континентами и океанами. В субаквальных отложениях внутренних водоемов суши диagenетические изменения осуществляются в условиях, сходных (но не тождественных) с океанами. Стадия диагенеза здесь имеет большую продолжительность (сотни тысяч и миллионы лет), и возникает значительная по мощности зона диагенеза — до 300—400 м, охватывающая четвертичные и неогеновые отложения. В осадках внутренних водоемов суши наблюдается также разнообразный набор аутигенных минералов, пористость может быть очень высокой (до 70—80 % в глинистых илах).

Катагенетическая стадия на континентах характеризуется тем, что сначала в раннем и среднем катагенезе (протокатагенез и мезокатагенез МК₁, МК₂ Н. Б. Вассоевича) изменения минералов имеют деградационный характер (по терминологии Ж. Милло) и являются как бы продолжением процессов диагенеза с развитием тех же или близких парагенезов глинистых минералов (каолинита, галлуазита, монтмориллонита, гидрослюд политипа 1M, 1Md, смешаннослойных фаз), цеолитов (гейландита, шабазита, анальцима), железистых хлоритов политипа 1b, 7 A и др.

Затем на каком-то этапе погружения толщ и роста давления и температуры характер процессов изменяется — они становятся аградационными (по терминологии Ж. Милло), образуются новые минералы за счет старых и новые парагенезы аутигенных минералов. Постепенно исчезают монтмориллониты и смешанно-

слоиные фазы, они замещаются гидрослюдами и хлоритами. Среди гидрослюд заметную роль играет политип $2M_1$, среди хлоритов политип Ib , $14 A$, $\beta=90^\circ$. На смену гейландиту и анальциму (многоводным цеолитам) появляются маловодные существенно кальциевые разновидности — ломонтит и сколецит. Изменяются также текстуры и частично структуры — появляются микростилолиты, и не только в карбонатных, но и в терригенных породах (поздний катагенез или мезокатагенез Н. Б. Вассоевича — MK_3 , MK_4 и MK_5). Плотность пород возрастает, а пористость уменьшается: пористость зернистых пород 5—10, глинистых 2—5, карбонатных 2—6 %.

Катагенетическая стадия может быть очень длительной — десятки и сотни миллионов лет. Мощность зоны катагенеза различна — от нескольких сотен метров до первых километров на платформах, до 6—7 км и, возможно, больше в геосинклиналях, передовых прогибах и авлакогенах со стратиграфическим охватом отложений от неогена до эокембрия.

Осадочные породы, измененные до стадии метагенеза, на континентах развиты в нижних структурных этажах геосинклиналей и в докембрийском фундаменте платформ. В их толщах по мере углубления и складкообразования происходит прогрессивный рост давления и температуры, появляются новые парагенезы аутигенных минералов и идет дальнейшее преобразование текстур и структур. Породы становятся метаморфизованными, но еще не метаморфическими: глинистые, аспидные филлитоподобные сланцы, песчаники-кварциты, кварциты, кристаллические и мраморизованные известняки, антрациты и др. Парагенезы аутигенных минералов заметно изменяются — монтмориллониты и смешаннослойные фазы замещаются гидрослюдами с преобладанием политипа $2M_1$, появляются серицит и мусковит $2M_1$, парагонит, стильпно-мелан, среди хлоритов преобладают существенно магнезиевые политипы, Ib , $14 A$, $\beta=97^\circ$, а также заметную роль играют альбит и эпидот. Широко развиты структуры мозаичные, кливаж течения и разрыва, «бородатые» зерна кварца — структуры, которые наблюдаются также и в метаморфических породах низкотемпературного регионального метаморфизма. Продолжительность стадии метагенеза, вероятно, большая (десятки миллионов лет?), и по времени она часто коррелируется с эпохами складчатости в геосинклиналях. Мощность зоны метагенеза от первых километров в эвгеосинклиналях до нескольких километров в миеосинклиналях, авлакогенах и передовых прогибах.

Зона метагенеза переходит в зону фации зеленых сланцев регионального метаморфизма — в метаморфические серии типа Барроу Шотландии, а ее нижняя часть коррелируется с мусковит-хлоритовой субфацией фации зеленых сланцев.

Однако наблюдаются и другие соотношения: метагенетические изменения в осадочных породах могут иметь место на контактах с интрузиями, и зоны (фации) метагенеза переходят в фации

контактового метаморфизма на континентах и в метаморфические образования областей высокого теплового потока островных дуг типа плато Абукума в Японии. Парагенезы аутигенных минералов регионального метабазиса, контактового и областей высокого теплового потока весьма близки.

В океанах диагенетическая стадия сильно растянута, она может продолжаться десятки миллионов лет (до 100—150 млн. лет). Диагенетические изменения происходят очень медленно, особенно в красных глубоководных глинах, которые даже в меловых и верхнеюрских отложениях остаются еще на стадии диагенеза с низкой плотностью и высокой пористостью (>70—80%), а также в радиоляриевых илах ложа океана и диатомовых илах ложа океана и окраинных морей.

Зона диагенеза имеет большую мощность — от первых сотен метров до 800—1000 м, практически составляя иногда весь первый слой океанической коры — слой неконсолидированных осадков и охватывая стратиграфический интервал от четвертичного периода до мела и даже верхней юры.

Иные соотношения наблюдаются в областях высокого теплового потока и стрессовых деформаций (срединные хребты, зоны трансокеанских разломов, зоны субдукции), где благодаря воздействию давления и температуры диагенез завершается быстрее и мощность зоны диагенеза составляет всего 100—200 м, не выходя за пределы четвертичных и неогенных отложений.

Исключение составляют отложения зоны литорали и мелководья низких и средних широт, где диагенетические изменения происходят очень быстро в течение десятков сотен, максимум тысячи лет.

Физико-химические условия и парагенезы аутигенных минералов в океанских осадках разнообразны, они, так же как и на континенте, отражают разнообразие фаций, но все же они сравнительно менее разнообразны, чем в осадках суши. Аутигенные минералы представлены глинистыми минералами, особенно железистыми смектитами, цеолитами (филлипситом и некоторыми другими), гидрослюдами (глауконитом), магниезиальными водными силикатами (сепиолитом, палыгорскитом), карбонатами (арагонитом, магниезиальным кальцитом, доломитом, реже сидеритом, родохрозитом), сульфатами (баритом), фосфатами (группы апатита осадочного генезиса), сульфидами железа (гидротроилитом, пиритом, марказитом, грейгитом), окислами и гидроокислами кремния, железа и марганца и некоторыми другими.

Некоторые парагенезы засушливых областей суши и солеродных бассейнов в океанских осадках не встречаются, за исключением рифтовых зон внутренних морей (Красное море) и, возможно, рифтов срединно-океанических хребтов (?), но в таких случаях они являются гидротермально-осадочными образованиями.

Катагенетическая стадия в океанах своеобразна. Если ее сравнивать с таковой континентов, то мы должны прийти к выводу,

что в океанах имеется только начальный этап катагенеза пород суши (ранний и средний катагенез или протокатагенез и мезокатагенез — МК₁, МК₂ Н. Б. Вассоевича) с общим деградационным характером изменений минералов.

В породах океана среди аутигенных глинистых минералов преобладают почти исключительно железистые смектиты, реже встречаются палыгорскиты и наблюдается процесс монтмориллонитизации и цеолитизации пирокластик. Из цеолитов филлипсит характерен для зоны диагенеза, а клиноптилолит встречается как в зоне диагенеза, так и в зоне катагенеза (самостоятельно или в ассоциации с филлипситом, филлипситом и анальцимом). Гидрослюдизация монтмориллонита, по-видимому, не развита или происходит в очень ограниченных масштабах. Присутствие селадонита в низах осадочной толщи океана не может рассматриваться как региональная гидрослюдизация, так как селадонит — обычный минерал гидротермально измененных базальтов, т. е. минерал гидротермального генезиса. Смешаннослойные минералы (главным образом гидрослюда — монтмориллонит, реже другие) обычно наблюдаются по всему разрезу зоны катагенеза океанов, и вниз по разрезу в породах океана не наблюдается исчезновения смешаннослойных фаз и монтмориллонита, так как на континенте гидрослюдизация монтмориллонита приурочена к позднему катагенезу и метагенезу — стадиям, которые в океанах отсутствуют.

Из минералов кремнезема присутствуют опал С/Т, халцедон и кварц, но строгой зональности по минералам кремнезема не наблюдается, так как в ряде случаев опал С/Т встречается и в зоне диагенеза, а опал А — в зоне катагенеза.

Микростилолитовое сочленение зерен и микростилолитовые швы — продукты гравитационно направленной коррозии в породах континента — в терригенных породах океана не обнаружены. Они описаны только в карбонатных породах в основании мощных толщ на глубине свыше 1000—1200 м (скв. 167, 367, 368, 398 «Гломар Челленджер»). Это связано с тем, что гравитационное давление (нагрузки вышележащих толщ) в общем незначительно — примерно такое же, как в зоне раннего и среднего катагенеза континентов, т. е. давление составляет менее 100 МПа. По той же причине в породах океана слабо развита сланцеватость и плитчатость, а пористость пород зоны катагенеза океанов заметно выше таковой на континентах (в пределах 25—50 %, реже меньше).

Высокая пористость океанских пород дает основание утверждать, что осадочные толщи океанов могут содержать хорошие коллекторы нефти и газа и быть перспективными на нефть и газ в тех областях океана, где они обогащены ОБ.

Длительность стадии катагенеза десятки миллионов лет, мощность зоны катагенеза от первых сотен метров до 600—800 м и возможно, больше. Зона катагенеза океанов охватывает стратиграфический интервал от палеогена до юры.

ТАБЛИЦА 47

Сопоставление постседиментационных изменений осадочных образований

Стадия		Континенты					
Н. В. Логвиненко, Л. В. Орлова	Н. Б. Васосевич и др.	Объемная плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Тип ОВ	Аутигенные минералы	
Диagenез ранний	Диagenез	Прото-	1,2—1,7	90—70	1,4—1,7	Торф и сапропель Б ₁	Каолинит, гидрослюда 1М, 1Мd монтмориллонит, смешаннослойные фазы, хлориты 7Å, кальцит, Mg-кальцит, арагонит, доломит, сидерит, родохрозит, сепиолит, палыгорскит, гипс, ангидрит, галит, калиевые хлориды, цеолиты, реже сульфиды Fe, фосфаты Fe, опал А, халцедон, окислы Fe и Mn
Диagenез средний		Мезо-	—	70—50	—		
Диagenез поздний		Апо-	1,4—1,9	50—30	1,7—2,0		
Катагенез ранний	Протокатагенез	ПК ₁	1,9—2,3	40—20	2,2—3,0	Б ₁ —Б ₂	Каолинит, гидрослюда 1М, 1Мd, монтмориллонит, смешаннослойные фазы, хлориты 7Å; 14Å, гейландит, анальцит, кальцит, опал С/Т, халцедон, опал А, кварц, гипс, галит, каннит
		ПК ₂				Б ₃	
		ПК ₃				Д	
Катагенез средний	Мезокатагенез	МК ₁	2,3—2,5	20—10	2,3—3,0	Г	Каолинит, гидрослюда 1М, появление 2М ₁ , реликты монтмориллонита и смешаннослойных фаз, хлориты 14 Å, ломонтит, сколецит, халцедон, кальцит, кварц
		МК ₂				Ж	
		МК ₃				К	
Катагенез поздний	Мезокатагенез	МК ₄	2,5—2,6	10—4	3,0—4,0	ОС	
		МК ₅					

Структуры	Океаны					
	Объемная плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Тип ОВ	Аутигенные минералы	Структуры
Осадки рыхлые и обводненные от суспензий до пластичного состояния	1,2—1,4	90—70	1,8—1,5	Сапрпель	Fe смектиты, монтмориллонит, смешаннослойные фазы, филлипсит, окислы Fe и Mn, опал А, барит, гипс, глауконит, фосфаты Fe, сульфиды Fe, хлориты 7 Å, сидерит, родохрозит, кальцит, Mg-кальцит, арагонит, доломит (редко), клиноптилолит, опал С/Т, опал, А, халцедон	Консистенция от суспензии до текуче-пластичного и пластичного состояния Осадочные — пелитовые, алевритовые, псаммитовые
Осадочные — псаммитовые, алевритовые, пелитовые и др.	1,4—1,8	75—65	1,5—1,7			
	1,8—2,0	65—45	1,8—2,0			
Осадочные неизменные, стилолиты в толщах известняков, появление стилолитов в терригенных породах	1,8—2,0	65—40	1,9—2,3	Б	Fe смектиты, монтмориллонит, клиноптилолит, палыгорскит, смешаннослойные фазы, филлипсит, гидрослюда, кальцит, опал А, опал С/Т, халцедон, кварц, гипс	Нормальные осадочные
	1,9—2,3	45—20	2,2—2,5	Д		
	>2,3	<20	>2,5	Ж		
Микростилолитовые и регенерационные в терригенных породах	Изменения этого типа, вероятно, имеются в основании второго слоя океанской коры в местах высокого теплового потока и стрессовых деформаций и в приконтинентальной зоне и окраинных морях с мощной толщей осадочных пород					

Стадия		Континенты					
Н. В. Логвиненко, Л. В. Орлова	Н. Б. Вассоевич и др.	Объемная плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Тип ОВ	Аутигенные минералы	
Метагенез ранний	АК ₁				Т, ПА	Реликты каолинита и монтмориллонита, гидрослюда 2М ₁ , диксит, пренит, пумпеллит, хлориты 14 Å, альбит, эпидот, кварц	
	АК ₂	2,6—2,7	4—3	3,5—4,0	А ₁		
	АК ₃				А ₂		
Метагенез поздний	Апокатагенез				А ₃	Гидрослюда 2М ₁ , серицит, мусковит, парагонит, магнезиальные хлориты, пиррофиллит, альбит, эпидот, стильпомелан, кварц, по-является графит	
		АК ₄	2,7—2,8	4—3	4,0—5,0		А ₄
Метаморфизм	Метагенез	Метаморфизм региональный зеленосланцевый — серии типа Барроу. Метаморфизм контактовый — серии типа Пертишра. Метаморфизм высокого теплового потока — типа плато Абукума					

Примечание. В списках минералов диагенеза континентов и океанов В океанских осадках стадии диагенеза до 50 % аморфной фазы или последняя пре

Иные соотношения могут иметь место в приконтинентальной зоне и в окраинных морях с большой мощностью осадочной толщи, а также в зонах высокого теплового потока и субдукции, где возможно более полное проявление зоны катагенеза, включая и ее нижнюю часть (поздний катагенез).

Таким образом, подразделение стадии катагенеза, установленное на континентах, осуществить в океанах в настоящее время невозможно. Зона позднего катагенеза или мезокатагенеза МК₃, МК₄, МК₅ по Н. Б. Вассоевичу в океанах, вероятно, присутствует главным образом в приконтинентальной части и в окраинных морях с большой мощностью осадочных толщ.

Стадия метагенеза в породах океана достоверно не установлена. Изменения типа метабазисных обнаружены в ряде скважин глубоководного бурения, они представлены мраморизованными известняками и ОВ типа тощих углей и антрацитов в глинистых породах (скв. 367, 368, 105 «Гломар Челленджер»), но это связано с влиянием интрузий.

Зона метагенеза в породах океана несомненно имеется в ни-

Структуры	Океаны					
	Объемная плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Тип ОВ	Аутигенные минералы	Структуры
Регенерационные и микро-стилолитовые	Цеолитовая фация			Тощих углей и антрацитов	ОВ в глинистых породах, мраморизованные известняки и мраморы в контакте с интрузиями	
Мозаичные, сегрегационные, кливаж течения и разрывы, бородастые зерна кварца						
Метаморфизм контактовый зеленосланцевый и наложенный гидротермальный (?)						

приведены минералы многих парагенезов, характерных для различных фаций. обладает.

зах второго слоя океанической коры — слоя осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород — и развига, вероятно, в областях высокого теплового потока и стрессовых деформаций. Она по нашим представлениям не связана с региональными процессами (?), а главным образом с процессами контактового метаморфизма и гидротермальной деятельностью. Поэтому зона метатенеза может встречаться в виде пятен и полос ограниченного распространения и мощности. Следовательно, она должна отличаться от зоны регионального метатенеза континентов и иметь сходство с аналогичными зонами метатенеза, развитыми на контакте с интрузиями на континентах.

О цеолитовой и зеленосланцевой фациях океанов известно очень мало. Породы, относящиеся к этим фациям, подняты при драгировании в областях срединных хребтов и пройдены скважинами глубоководного бурения. Однако среди них неизвестны осадочные породы — это главным образом базальты, долериты, габбро. Цеолитовая стадия океанов отличается широким набором минералов (цеолитов) с преобладанием анальцима. Ареалы ее

распространения и последовательность выделения минералов не изучены. Возможно, они возникли благодаря гидротермальной деятельности, а не метаморфизму (?). Что же касается зеленосланцевой фации, то по небольшим сведениям, имеющимся о ней, можно предполагать, что она обязана своим происхождением контактовому метаморфизму, осложненному гидротермальными процессами. Одним из важных показателей, подтверждающих эту точку зрения, является отсутствие сланцеватости в породах зеленосланцевой фации, а также то, что изменения зеленосланцевого типа опять же отмечены в базальтах, долеритах, габбро.

Таким образом, постседиментационные изменения осадочных образований континентов и океанов отличаются друг от друга парагенезами аутигенных минералов, физическими свойствами, мощностью зон и полнотой набора стадий и зон (табл. 47).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авчян Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М., Недра, 1972. 144 с.
2. Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956. 414 с.
3. Распространение сапрофитных бактерий в различных типах донных осадков тропической зоны Тихого океана.— В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана/Беляев С. С., Иванов М. В. и др. М., Наука, 1976, с. 59—67.
4. Белоцерковец Ю. И., Орлова Л. В. Постдиагенетические изменения удельного веса терригенных пород угленосных отложений Донбасса.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1407—1410.
5. Белоцерковец Ю. И., Логвиненко Н. В. Различие в степени уплотнения осадочных отложений на континентах и в океанах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 10, с. 85—93.
6. Берч Ф. и др. Справочник для геологов по физическим константам. М., ИЛ, 1949. 302 с.
7. Боголюбова Л. Н., Тимофеев П. П. Состав ОБ «черных сланцев» котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика).— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 8, с. 29—36.
8. Болотина И. Н. Микроорганизмы цикла Fe и Mn в грунтах.— В кн.: Биохимические аспекты формирования осадочных пород и руд. Л., 1983, с. 37—38.
9. Бровков Г. Н., Могилев А. Е. Постседиментационные изменения отложений и особенности поствулканических процессов.— В кн.: Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М., Наука, 1967, с. 125—183.
10. Вассоевич Н. Б. Еще о терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза.— Тр. ВНИГРИ, 1962, вып. 190.
11. Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков.— В кн.: Новости нефтяной техники. Геология, 1966, № 4, с. 11—15.
12. Вассоевич Н. Б. Стадии литогенеза.— В кн.: Справочник по литологии. М., Недра, 1983, с. 85—96.
13. Веселовская М. М. Специфические черты различных стадий формирования древнейших осадочных пород Русской платформы.— ДАН СССР, 1964, т. 158, № 4, с. 864—867.
14. Вильямс Х., Тернер Ф., Гильберт Ч. Петрография. М., ИЛ, 1957, 416 с.
15. Волков И. И., Соколов В. С. Реакционноспособные формы элементов в осадках трансокеанского профиля.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М., Наука, 1980, с. 3—21.
16. Выхристюк Л. А., Шамарева М. Н. Органическое вещество и физические свойства осадков.— В кн.: Лимнология Северного Байкала. Новосибирск, Наука, 1983, с. 68—73.
17. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., Мир, 1968. 367 с.
18. Гречин В. И. 1. Неогеновые кремнистые породы; 2. Вулканогенные осадочные породы.— В кн.: Проблемы литологии Мирового океана. Литология и геохимия Тихого океана. М., Наука, 1983, с. 170—209.
19. Эволюция белково-углеводных компонентов в нижнемеловых отложениях Восточной Атлантики/Данюшевская А. И., Жукова А. В. и др. В кн.:

Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в нижнемеловом периоде Л., 1980, с. 112—121.

20. Желинский В. М. Формирование угленосных отложений и метаморфизм углей Южной Якутии. Автореф. докт. дис. М., 1983. 32 с.

21. Иванов М. В. Распространение и геохимическая деятельность бактерий в осадках океана.— В кн.: Океанология. Химия океана. Геохимия донных осадков. М., Наука, 1979, т. 2, с. 312—349.

22. Караваяева Н. А. Ортзандовая аккумуляция Fe, Al, гумуса в тасжской зоне при нарастающем грунтовым увлажнении.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. Л., 1970, с. 145—146.

23. Карпов Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., Недра, 1972. 172 с.

24. Карпова Г. В., Тесленко-Пономаренко В. М. Гипогенный эпигенез и коллекторские свойства (на примере глубокозалегающих каменноугольных отложений ДДВ).— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5, с. 64—76.

25. Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса/Карпова Г. В., Логвиненко Н. В. и др.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 6, с. 70—82.

26. Колюхов А. И., Соколов Б. А. Парадокс глубоководного диагенеза.— ДАН СССР, 1975, т. 224, № 4, с. 914—917.

27. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., Наука, 1965. 310 с.

28. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей/Копелиович А. В., Коссовская А. Г. и др.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6, с. 18—32.

29. О стадиях формирования и изменения терригенных пород/Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В. и др.— ДАН СССР, 1957, т. 116, № 2, с. 293—296.

30. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Корреляция зон регионального эпигенеза и метагенеза в терригенных и вулканогенных породах.— ДАН СССР, 1961, т. 139, № 3, с. 285—288.

31. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Океанический эпигенез и метаморфизм и его отличие от регионального эпигенеза на континентах.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1977, № 1, с. 158—163.

32. Курносое В. Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана. М., Наука, 1982. 221 с.

33. Ларсен Г., Чилингар Д. (ред.) Диагенез и катагенез осадочных образований. М., Мир, 1971. 460 с.

34. Левитан М. А. Особенности постседиментационных преобразований океанских отложений (по данным глубоководного бурения).— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 5, с. 3—18.

35. Левитан М. А., Логвиненко Н. В. К вопросу о породообразовании в океанах (постседиментационные изменения осадков).— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1981, № 3, с. 134—143.

36. Лисицын А. П. Процессы океанической седиментации. М., Наука, 1978. 392 с.

37. Логвиненко Н. В. О метагенезе терригенных пород геосинклиналей.— Изв. вузов, Сер. Геол. и разведка, 1966, № 3, с. 49—66.

38. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., Наука, 1968. 92 с.

39. Стадии изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса/Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. и др.— В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., Наука, 1971, с. 211—220.

40. О минералах группы натролита/Логвиненко Н. В. и др.— ЗВМО, 1963, сер. II, ч. 92, вып. 3, с. 269—280.

41. Логвиненко Н. В. Диагенез карбонатных осадков.— В кн.: Океанология. Химия океана. Геохимия донных осадков. М., Наука, 1979, т. 2, с. 350—363.

42. Логвиненко Н. В. Морская геология. Л., Недра, 1980. 343 с.

43. Логвиненко Н. В. Литогенез и тектоника плит.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 5, с. 104—111.

44. Логвиненко Н. В. Стадии и зоны постседиментационных изменений осадочных образований континентов и океанов.— В кн.: МГК, 27 сес. Тез. докл. М., 1984, т. 2, с. 120.
45. Ломтадзе В. Д. О формировании свойств глинистых пород.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1956, т. 32, вып. 2, с. 41—87.
46. Милло Ж. Геология глин. Л., Недра, 1968. 355 с.
47. Монин А. С., Лисицын А. Н. (ред.). Биогеохимия океана. М., Наука, 1983. 367 с.
48. Назаркин Л. А. Влияние темпа седиментации и эрозионных сред на нефтегазоносность осадочных бассейнов. Изд-во Саратов. ун-та, 1979. 336 с.
49. Нгуен Бьен. К вопросу о количественной оценке вторичных изменений песчаных пород.— Вест. ЛГУ, 1973, № 12, с. 15—22.
50. Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием.— В кн.: Горючие ископаемые. М., Наука, 1976, с. 47—62.
51. Неручев С. Г. (ред.). Катагенез и нефтегазоносность. Л., Недра, 1981. 239 с.
52. Озерская М. Л., Подоба Н. В. Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., Недра, 1967. 772 с.
53. Орлова Л. В. Новый метод количественной оценки степени изменения структуры обломочных пород.— В кн.: Реферативная информация о законченных НИР в вузах УССР. Киев, Высш. школа, 1974, вып. 8, с. 16—17.
54. Поляков А. С. О постседиментационном преобразовании позднекайнозойских глинистых отложений современных внутренних морей.— В кн.: Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Тез. докл. М., 1984, т. 2, с. 77—79.
55. Пустовалов Л. В. О терригенно-минералогических фациях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, вып. 5.
56. Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных пород и их геологическое значение.— Тр. Ин-та геол. наук, 1956, вып. 5, с. 3—18.
57. Рентгартен Н. В. Ломонтит и анальцит из нижнеюрских отложений на северном Кавказе.— ДАН СССР, 1950, т. 70, № 3, с. 485—488.
58. Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М., Наука, 1977. 291 с.
59. Рухин Л. Б. Основы литологии. 3-е изд. Л., Недра, 1969. 703 с.
60. Сахибгареев Р. С. Изменение коллекторов на ВНК.— ДАН СССР, 1983, т. 271, № 6, с. 1456—1460.
61. Стацук М. Ф. Термодинамика и ее применение в литологии. М., Наука, 1985. 219 с.
62. Соколов Б. А., Конохов А. И. Специфика диагенеза осадков глубоководных впадин.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. М., Изд-во МГУ, 1980, вып. 7, с. 55.
63. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. I. 212 с.; 1962, т. II. 573 с.; т. III. 549 с.
64. Страхов Н. М. (ред.) Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. М., Наука, 1965. 244 с.
65. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука, 1976. 298 с.
66. Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании.— ДАН СССР, 1959, т. 125, № 2, с. 389—392.
67. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостехиздат, 1958. 568 с.
68. Поровые растворы горных пород как среда обитания микроорганизмов/Удодов П. А., Коробейникова Е. С. и др. Новосибирск, Наука, 1981. 176 с.
69. Ферсман А. Е. Геохимия России. Л., ОНТИ, 1922, с. 29—30.
70. Франк-Каменецкий В. А., Котов В. Н., Гойло Э. А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных p - T -параметрах. Л., Недра, 1983. 151 с.

71. Черников О. А. К вопросу о вторичных изменениях осадочных пород.—Литол и полезн. ископ., 1963, № 1, с. 139—142.
72. Чилингар Дж., Биссел Х., Вольф К. Диagenез (и катагенез) карбонатных пород.—В кн.: Диagenез и катагенез осадочных образований. М., Мир, 1971, с. 165—290.
73. *Alexanderssen T.* Intergranular growth of marine aragonite and Mg calcite evidence precipitation from super saturated sea water.—*J. Sedim. Petrol.*, 1972, vol. 42, nr. 2, p. 441—460.
74. *Alexanderssen T.* Carbonate cementation in coralline algal nodules in the Skagerrak, North Sea: Biochemical precipitation in undersaturated waters.—*J. Sedim. Petrol.*, 1974, vol. 44, nr. 1, p. 7—27.
75. *Bathurst N. C.* Problems of lithification in carbonate muds.—*Proc. Geol. Assoc. Amer.*, 1970, vol. 81, nr. 3, p. 429—440.
76. *Bischoff J. L., Ku T. L.* Pore fluids of recent marine sediments.—*J. Sedim. Petrol.*, 1971, vol. 41, nr. 1.
77. *Bischoff J. L., Piper D.* (Ed.). *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province.* N. Y., 1979. 650 p.
78. *Chave K. E., Deffeges K. S.* et al. Observation on the solubility of the skeletal carbonates in aqueous solution.—*Sci.*, 1962, vol. 157, p. 33—34.
79. *Chilingar G. V., Wolf K. H.* Compaction of coarse grained sediments. Amsterdam, Lond., N. Y., 1975. 808 p.
80. *Conybeare C. E.* Stylolites in Precambrian quartzite.—*J. Geol.*, 1949, vol. 57, p. 83—85.
81. *Coombs D. S.* Some recent work on the lower grade metamorphism.—*Austral. J. Sci.*, 1961, vol. 24, p. 203—215.
82. *Davies P., Kinsly D.* Organic and inorganic factors in recent beach rocks formation Heron Island, Great Barrier Reef.—*J. Sedim. Petrol.*, 1973, vol. 43, nr. 1, p. 59—81.
83. *Davies T. A., Supko P.* Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from. Deep Sea Drilling.—*J. Sedim. Petrol.*, 1973, vol. 43, nr. 2, p. 381—390.
84. *Dunoyer de Segonsac G.* Les mineraux argileux dans la diagenese passage au metamorphisme.—*Mem. Serv. Carte Geol. Als. Lorr. Strasbourg*, 1969, nr. 29, 309 p.
85. *Ericson A.* Initial report on downhole temperature and shipboard thermal conductivity measurement. Leg 19, Deep Sea Drilling Project. Initial report of DSDP, 1973, vol. 18.
86. *Fairbairn H. W.* X-ray petrology of some fine grained foliated rocks.—*Amer. Mineral.*, 1943, vol. 28, p. 246—256.
87. *Folk R.* Natural history of calcium carbonate.—*J. Sedim. Petrol.*, 1974, vol. 44, nr. 1, p. 40—53.
88. *Friedman G. M.* The making and unmaking of limestones or the dawns and ups porosity.—*J. Sedim. Petrol.*, 1975, vol. 45, nr. 2, p. 379—398.
89. *Hamilton E. L.* Variations on density and porosity with depth in deep sea sediments.—*J. Sedim. Petrol.*, 1976, vol. 46, nr. 2, p. 280—300.
90. *Initial report of DSDP.* Wash. Govern. Print. Office, 1969—1982, vol. 1—79.
91. *Kastner M.* Silica polymorphs.—In: *Marine Minerals* Ed. Barns R. G. 1979, vol. 6, p. 99—110.
92. *Kisch H. J.* Coal rank and burial metamorphic facies.—In: *Advance Inorganic Geochemistry* 1968. Oxford, Pergam. Press. 1969, p. 407—425.
93. *Lerbekmo J. F., Platt R. L.* Promotion of pressure of silica in sandstones.—*J. Sedim. Petrol.*, 1962, vol. 32, nr. 3, p. 430—440.
94. *Maxwell W. G.* Lithification of carbonate sediments in the Heron Island, Great Barr. Reef.—*J. Geol. Soc. Austral.*, 1962, vol. 8, p. 217—238.
95. *Natland J., Hekinian R.* Hydrothermal alteration of basalts and sediments et DSDP site 456 Marian Trough.—In: *Initial report DSDP*, 1982, vol. 60, p. 759—768.
96. *Packham G. H., Crook K. A. W.* The principle of diagenetic facies and some of its implication.—*J. Geol.*, 1960, vol. 68, p. 392—407.

97. *Peng C. I.* Thermal analysis study of natrolite group. *Amer. Mineral.*, 1955, vol. 40, p. 50—72.
98. *Quinn A. W., Glass H. W.* Rank of coal and metamorphic grade of rocks of pelagic carbonates from Magellan Rise, central Pacific ocean.—In: Initial of the Narragansett basin of Rhode Island.—*Econ. Geol.*, 1958, vol. 53, p. 563—576.
99. *Rieke H. H., Chilingar G. V.* Compaction of argillaceous sediments. Amsterdam, L., N. Y., 1974. 675 p.
100. *Schlanger S. O., Dugllas R. G.* et al. Fossil preservation and diagenesis report DSDP, 1973, vol. 17, p. 544—571.
101. *Terner F.* Contribution to the interpretation of mineral facies in metamorphic rocks.—*Amer. J. Sci.*, 1935, 5 ser., vol. 29, p. 409—421.
102. *Terzaghi K.* Undisturbed clay samples and undisturbed clays.—*Boston Soc. Civil. Engineers*, 1941, vol. 28, nr. 3, p. 212—231.
103. *Winkler H.* Die Genese der metamorphia Gesteine. Berlin, Springer, 1965, Bd. III. 218 S.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссальная область (абиссальные отложения) 30
Алеврит 22
Алевритовый ил 22
Альбит 176
Анальцит 107, 174, 178
Ангидрит 120
Антрацит 128, 132
Апвеллинг 114
Арагонит 22, 46, 169
Аргиллит 77
Аспидные сланцы 128, 132
Атолы 43
Аутигенные компоненты (минералы) 159
Бактерии 13, 14
— анаэробные 13, 14
— аэробные 36
— метановые 19, 35
— сапрофитные 13, 14, 36
— сульфатредуцирующие 13, 14
Барит 37
Бернессит 36
Бич-рок 43
«Бородатые» зерна 128, 129
Бурые угли 77
Вадозная зона 45
Вад — псиломелан 36
Витринит 151, 154
Водоросли диатомовые 34, 51
— красные или багряные (литотамнии) 43
Воды поровые (иловые) 82
Восстановительные условия 34
Вулканический (пирокластический) материал 37
Вулканическое стекло 37
Гальмиролиз 10
Гематит 106
Геотермическая ступень 78, 79
Геотермический градиент 78, 79
Гетит 75, 106
Гидрослюды 18, 25, 75, 106, 108, 130, 143
Гидротроилит 35
Гипс 18, 25
Глауконит 40, 62
Глина красная глубоководная 36, 38, 66
Глинистый ил 36
Глины 77, 120
Глубоководные желоба 110
Давление гравитационное (литостатическое) 114
— стресса 128
Диagenез 8, 10, 34, 36, 48, 50
— восстановительный 18, 19, 34
— глеевого типа 15
— окислительный 36
— окислительно - восстановительный 37
— с очаговой сульфатредукцией 41
Диатомиты 34, 51
Диатомовый ил (ооз) 34, 51
Диккит 75, 170
Доломит 46

- Железо-марганцевые конкреции 36
- Зоны изменения осадочных пород
179
— субдукции 30
- Известняки 77
— мраморизованные 176
— окремненные 122
- Ил 38
— алевритовый 22
— алевропелитовый 48
— диатомовый 34, 51, 52
— пелитовый (глинистый) 22
— радиоляриевый 51, 52, 54
— фораминиферовый 48, 50
— фораминиферо-кокколитовый 48, 50
- Кальцит 44
— магнезиальный 44
- Каменные угли 77
- Каолинит 18, 25, 75, 143
- Карбонатные конкреции 37
- Кварц 18, 75, 113, 170
- Кварцито-песчаники 132
- Кварциты 132, 170
- Кливаж разрыва 81, 130
— течения 129
- Клиноптилолит 120
- Коллоиды 104
- Контакты обломочных зерен инкорпорационные 91
— — — конформные 91
— — — протяженные 91
- Контакты обломочных зерен сутурные — микростилолитовые 91
— — — тангенциальные (точечные) 91
- Кости позвоночных 47
- Кремневые конкреции (кремнии) 122
- Кристобалит 120
- Материковый (континентальный) склон 47
- Мел 77
- Минералы
— аутигенные 104
Минеральные фации катагенеза 170
— — метагенеза 170
— — седиментогенез-диагенеза 168
- Моллюски 47
- Монтмориллонит 143
- Мутьевые потоки (турбидные течения) 113
- Нефть и газ 226
- Опал 125
Опал С/Т 125
- Органическое вещество (ОВ) 12, 32, 114
- Осадки субаквальные 17
— субаэральные 14
- Пальгорскит 25
- Пелитоморфные структуры 176
- Пелоген 61
- Пепел вулканический 37
- Пески 77
- Песчаники 77
- Пирит 22, 25, 49
- Пирофиллит 132, 171
- Полевые шпаты 75
- Пористость 50, 52, 78, 95, 96, 100
- Порцелланиты 122
- Пренит 137
- Процессы уплотнения 87, 114
- Пумпеллит 137
- Радиолярии 54
- Радиоляриты 114
- Ракушечник 77
- Риф-рок (рифовая порода) 43
- Роговые обманки 119

- Родохрозит (карбонат марганца) 26
- Сидерит 35
- Скорость осадконакопления 59, 60
- Смектиты 113, 155
- Смешаннослойные минералы 113
- Спонголиты 114
- Срединно-океанические хребты 32, 110
- Стадия диагенеза 8
- катагенеза 74
- метагенеза 128
- Стильномелан 132, 175
- Структура дифференциального скольжения 181
- «птичий глаз» 122, 123
- регенерационная 101, 102
- сегрегационно-линзовидная 131
- стилолитовая 91, 95, 128, 130
- Суглинки и супеси 17
- Сульфиды железа 19, 25, 63, 74, 140
- Талассократоны — океанские платформы 60
- Тепловой поток 78
- Терригенные осадки (породы) 117
- Тодорокит 36
- Трансокеанские разломы 110
- Тридимит 113
- Турбидиты 113
- Ультраантрациты 176
- Ультразвук 39, 50
- Фацция зеленых сланцев 133, 178
- узловатых сланцев 157
- цеолитовая 167, 178
- Филлипсит 39, 120, 178
- Филлитоподобные сланцы 128
- Фораминиферы 48
- Фосфориты 62
- Фреатическая зона 45
- Халимеды 43
- Халцедон 119
- Хлорит 75, 172
- Цемент 77, 132
- Цементация 128, 132
- Цеолитовые красные глины 36, 38, 66
- Цеолиты 106, 161, 174, 178
- Шельф 47
- Шельфовые отложения 47, 48
- Эпидот 75

ОГЛАВЛЕНИЕ

✓ Введение	3
✓ Глава I. Стадия диагенеза — осадки	8
✓ I. Континенты	11
1. Физико-химические и термодинамические условия	—
2. Осадки континентов	14
✓ II. Океаны	30
1. Физико-химические и термодинамические условия	—
2. Осадки океанов	34
3. Граница между диагенезом и катагенезом	54
4. Мощность зоны диагенеза и выделение этапов диагенеза	59
5. Сравнение отложений океанов и континентов	66
✓ Глава II. Стадия катагенеза — осадочные породы	74
✓ I. Континенты	78
1. Физико-химические и термодинамические условия	—
2. Процессы уплотнения	87
3. Процессы минералообразования и парагенезы минералов	101
✓ II. Океаны	110
1. Физико-химические и термодинамические условия	—
2. Процессы уплотнения	114
3. Процессы минералообразования	117
✓ Глава III. Стадия метагенеза — метаморфизованные осадочные породы	128
✓ I. Континенты	135
1. Парагенезы минералов и процессы минералообразования	—
2. Некоторые результаты экспериментальных исследований	146
3. Количественные методы определения степени изменения осадочных пород	151
✓ II. Океаны	154
Глава IV. Минеральные фации осадков и пород	157
1. Выделение и классификация минеральных фаций	—
2. Характеристика минеральных фаций	168
Фации седиментогенез-диагенеза	—
Фации катагенеза и метагенеза	170
Глава V. Зоны изменения осадочных пород	180
1. Платформы	—
2. Геосинклинали	188
3. Океаны	215
Заключение (сравнение процессов осадочного породообразования на континентах и в океанах)	220
Список литературы	229
Предметный указатель	234

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

**Николай Васильевич Логвиненко
Лариса Васильевна Орлова**

**ОБРАЗОВАНИЕ И ИЗМЕНЕНИЕ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
НА КОНТИНЕНТЕ И В ОКЕАНЕ**

Редактор издательства Л. А. Рейхерт
Переплет художника В. Т. Левченко
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректоры И. Б. Богданова, О. Г. Попова

ИБ № 6757

Сдано в набор 09.02.87. Подписано в печать 29.04.87. М-21053.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 15,0. Усл. кр.-отт. 15,0. Уч.-изд. 16,93.
Тираж 1800 экз. Заказ № 358/749. Цена 2 р. 90 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,
ул. Фарфоровская, 18

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.

Отпечатано в Ленинградской типографии № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6, зак. 440.

УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

В магазине № 17 «Недра» имеются в продаже следующие книги, выпущенные Ленинградским отделением издательства «Недра».

ГЕОЛОГИЯ

Басков Е. А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. 1983 г. 3 р. 30 к.

Булах А. Г. Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов (справочник). 1978 г. 95 к.

Вильке К.-Т. Выращивание кристаллов. Пер. с нем. 1977 г. 5 р. 90 к.

Джеррард А. Дж. Почвы и формы рельефа. Пер. с англ. 1983 г. 2 р. 40 к.

Дядькина И. Я. Месторождения флогопита. 1976 г. 1 р. 67 к.

Зеленин Н. И., Озеров И. М. Справочник по горючим сланцам. 1983 г. 1 р. 50 к.

Казаков И. Н. Геосинклинали и складчатые области. 1978 г. 3 р. 60 к.

Крамаренко Л. Е. Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. 1983 г. 1 р. 20 к.

Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. 1982 г. 1 р. 30 к.

Неручев С. Г. Уран и жизнь в истории Земли. 1982 г. 2 р. 70 к.

Промышленные типы урановых месторождений и методика их поиска. 1984. 1 р. 30 к.

Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. 1982 г. 4 р. 10 к.

Сапрыкин Ф. Я. Геохимия почв и охрана природы. 1984 г. 1 р. 30 к.

Скропышев А. В., Кукуй А. Л. Исландский шпат. 1973 г. 1 р. 27 к.

Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. 1977 г.
3 р. 80 к.

Стратиграфический словарь СССР. Кайнозой. 1982 г.
4 р. 10 к.

Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных р—Т-параметрах. 1983 г. 1 р. 80 к.

Хейманн Р. Растворение кристаллов. Пер. с нем. 1979 г.
1 р. 70 к.

Хеллем А. Юрский период. Пер. с англ. 1978 г. 3 р. 20 к.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ

Геофизическая аппаратура. Вып. 78. 1983 г. 50 к.

Геофизическая аппаратура. Вып. 79. 1984 г. 50 к.

Геофизическая аппаратура. Вып. 80, 81. 1984 г. 55 к.

Шуй Р. Т. Полупроводящие рудные минералы. Пер. с англ.
1979 г. 1 р. 70 к.

Электроразведка рудных полей методом заряда. 1984 г. 90 к.

УЧЕБНИКИ ДЛЯ ВУЗОВ

Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. 1977 г. 1 р. 48 к.

Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Специальная инженерная геология. 1978 г. 1 р. 50 к.

Моисеенко Ф. С. Основы глубинной геологии. 1981 г. 95 к.

НАУЧНО-ПОПУЛЯРНАЯ ЛИТЕРАТУРА

Ассовская А. С. Гелий на Земле и во Вселенной. 1984 г. 30 к.

Заказы можно направлять в отдел «Книга—почтой» магазина № 17 «Недра» (199178, Ленинград, В-178, Средний пр., 61).

2-533

4863