

В.И. ПОПОВ, В.Ю. ЗАПРОМЕТОВ

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ УЧЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ

В. И. ПОПОВ, В. Ю. ЗАПРОМЕТОВ

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ УЧЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ



МОСКВА «НЕДРА» 1985

Попов В. И., Запрометов В. Ю. Генетическое учение о геологических формациях.— М.: Недра, 1985.—457 с., ил.

Рассматриваются фациально-петрогенетический и историко-геологический принципы выделения формаций. Освещаются фациальные законы образования и распространения формаций, приводится методика динамического палеофациального и палеоформационного картирования. Характеризуются магматические и пневматолито-гидротермальные формации, показана связь с ними полезных ископаемых. Рассматриваются условия образования осадочных формаций, принципы и методика динамического фациального анализа, постседиментационные преобразования осадочных формаций, кратко охарактеризованы метаморфические формации. Описываются типы формационных рядов, отвечающие различным стадиям развития земной коры.

Для геологов различных специальностей, особенно для литологов.

Табл. 34, ил. 138, список лит.— 65 назв.

Рецензент: В. М. Цейслер, д-р геол.-минер. наук (Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе).

Книга посвящена разностороннему рассмотрению реально существующих в земной коре геологических тел — естественно-исторических сообществ горных пород, по традиции называемых большинством отечественных и отчасти зарубежными исследователями — формациями.

Это — первый в мировой литературе опыт синтеза разных сторон учения о формациях, осуществленный авторами в условиях характеризующего Среднюю Азию исключительно полного и разностороннего развития различных типов формаций и разновозрастных структурно-формационных зон и стадий формирования земной коры. В его основу положено генетическое направление понимания формаций, берущее свое начало от ведущей естественно-исторической школы В. В. Докучаева и от работ его учеников и последователей — Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Л. С. Берга, Н. Б. Вассоевича, Д. В. Наливкина, Н. М. Страхова и др.

Авторами на первый план выдвигается стадийное фациальное понимание естественно-исторических формационных сообществ горных пород. Другие исследователи понимают формации как структурно-тектонические единицы (или же как свиты) или делят их по типам полезных ископаемых и т. д.

Книга основывается на динамическом понимании и динамическом расчленении фациальных ландшафтов разного порядка и порождаемых ими осадочных формаций Средней Азии. Особенно важную роль играют стадийные полидинамические периодически зональные фациальные пояса, им соответствуют субформации, являющиеся элементарными ячейками формаций и обуславливающие четкость обособления последних и внутреннего зонального их расчленения. Динамические фациальные представления получают в последние годы все большее распространение, в частности среди океанологов. Некоторые исследователи пытались трансформировать в полидинамические пояса давнишние представления А. П. Павлова о так называемых «генетических типах континентальных отложений», хотя эти типы являются только монодинамическими компонентами полидинамических ландшафтов.

Авторы отнюдь не считают решенными все вопросы, стоящие перед генетическим учением о формациях на сложном и длинном пути его развития. Лишь постепенно, переходя от одной рабочей гипотезы к другой, по мере накопления новых фактов вырисовываются подлинные черты тех процессов, которые привели к образованию различных формаций, являющихся вместе взятых разнообразных полезных ископаемых.

Авторы, опираясь на богатый опыт осуществляемого коллективом геологического факультета Ташкентского государственного университета разнообразного изучения формаций как реально существующих естественно-исторических тел и опыт многолетнего преподавания учения о формациях, дали цельное, разностороннее и последовательное их освещение. При этом были использованы обширная литература и огромный объем материалов полевых исследований, полученный авторами в результате систематического изучения формаций Средней Азии — от Памира и Тянь-Шаня до пустынь Кызылкумов и Каракумов, начиная с конца 30-х годов.

В книге освещены различные аспекты генетического учения о формациях:

- 1) дается общее определение формации, характеризуется предмет учения о формациях и главные вехи его развития, показывается как последовательно, одна за другой, вскрывались разные стороны их изучения и их теоретическое и прикладное значение (особенно важное для познания и прогнозирования различных полезных ископаемых, подземных вод, а также инженерно-геологических и геофизических условий земной коры);

- 2) рассматриваются взаимоотношения между породами, формациями и региональными ассоциациями последних;

- 3) разбираются главные петрогенетические и динамофациальные критерии и признаки выделения формаций;

- 4) рассмотрена морфология формаций;

- 5) разобраны пять основных фациальных законов образования и распространения формаций;

- 6) охарактеризованы литостратиграфия и ритмостратиграфия формаций;

- 7) охарактеризовано динамическое палеофациальное и палеоформационное картирование;

- 8) перечислены ступени, стадии необратимого развития и разрастания континентальной земной коры и охарактеризована роль главных циклов развития структурно-формационных этажей и ярусов;

- 9) рассмотрено структурно-формационное районирование на фоне необратимого разрастания континентальной коры;

- 10) охарактеризованы терминология и классификация формаций. В основу классификации положено разделение четырех петрогенетических групп формаций: осадочных, магматических, пневматолито-гидротермальных и метаморфических. Каждая из них делится на петрогенетические ряды, а последние — на семейства формаций, отвечающие крупным фациальным единицам, далее — на комплексы (роды), виды, подвиды формаций, субформации и разновидности.

Ко всем четырем петрогенетическим группам применены единые принципы их описания. Здесь же очень кратко охарактеризованы формационные ряды.

Авторы весьма признательны за ценные замечания в процессе работы над книгой Н. Б. Вассоевичу, Д. В. Рундквисту, В. Н. Москалевой, Н. Н. Предтеченскому.

При подготовке книги к печати большую помощь оказали Н. А. Садовская, А. В. Красноруцкая, В. Е. Ермолаев, Ю. И. Нечкина, А. У. Мустафаева, О. С. Тюльпанова, а также многие другие наши коллеги из Ташкентского государственного университета им. В. И. Ленина, которым авторы выражают свою искреннюю благодарность.

Формации — это самостоятельный класс геологических тел, состоящих из горных пород. Они слагают геологические регионы и земные оболочки, ограничиваясь своими ареалами, в пределах которых распадаются на обособленные формационные залежи. С некоторыми из них связаны проявления и месторождения полезных ископаемых.

В ходе длительного изучения геологических формаций, вначале имевшего описательный характер, постепенно выработалось их генетическое понимание.

А. Вернер, впервые применивший в конце XVIII в. термин «формация», считал, что все формации, в том числе базальтовые и сиенитовые, имеют осадочное происхождение. Позднее магматические формации четко обособились от осадочных, сложенных осадочными, вулканогенно-осадочными и эксгальационно-осадочными породами.

В настоящее время петрогенетическая группа осадочных формаций противопоставляется трем другим таким группам — магматическим, пневматолито-гидротермальным и метаморфическим. Ко всем этим петрогенетическим группам формаций, при их выделении, изучении и классифицировании, применим генетический, точнее, фациально-петрогенетический подход, впервые обоснованный Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом [16] на примере магматических формаций.

Однако учение о формациях, как целостная геологическая дисциплина, сформировалось только в середине 30-х годов, благодаря исследованиям советских геологов.

В излагаемом ниже генетическом* учении о геологических формациях последние понимаются как сообщества изогенетических горных пород, т. е. пород, связанных друг с другом общностью своего происхождения в определенных единицах геологической среды, далее называемых фациями.

Таким образом, генетический метод, по существу, является историческим, диалектическим, и он необходим для установления давно минувших событий, отразившихся в образовании формаций.

Многие ведущие представители разных поколений геологов (А. Грессли, Н. А. Головкинский, И. Вальтер, В. В. Докучаев,

* Генетическое учение о формациях отличается от парагенетического подхода к изучению формаций, так как термин «парагенез пород», по Н. С. Шатскому, означает только совместное их залегание, а не их происхождение.

Л. С. Берг, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, а также К. И. Богданович, В. А. Обручев, Д. В. Наливкин, Н. Б. Вассоевич, Н. М. Страхов, Е. К. Устиев, Ю. А. Кузнецов, Л. Б. Рухин, Ю. А. Жемчужников, В. В. Белоусов, В. Е. Ханн, П. П. Тимофеев и др.) изучали формации в их неразрывной связи со средой (фацией) и со всеми окружающими геологическими явлениями.

Ввиду наглядности и доступности процессов развития осадочных образований, исследователи осадочных формаций имеют большие преимущества в развитии генетического подхода, по сравнению с исследователями других глубинных петрогенетических групп формаций.

В этой работе развивается фациально-палеогеографическое направление генетического изучения осадочных формаций. Зачатки их палеогеографического понимания имелись еще в трудах А. Гумбольдта, де-ла-Беша, А. Грессли, В. А. Обручева и др.

Как отмечалось в решениях XIII Всесоюзного литологического совещания 1968 г., палеогеографическое направление было развито в СССР Д. В. Наливкиным, Н. М. Страховым, В. И. Поповым, Ю. А. Жемчужниковым и их последователями.

Согласно установкам палеогеографического направления, каждая осадочная формация является продуктом палеогеографической истории и отражает один из этапов развития последней, выраженный в определенной единице ландшафта (фации), которая проявляется во всех участках, где образуются отдельные залежи данной формации. На протяжении длительной палеогеографической истории региона складываются также возрастные и пространственные соотношения между разными формациями, их ареалами и формационными залежами. Познание генезиса формаций — это активный творческий процесс. Этим генетическое понимание формаций и отличается от более пассивного фактологического их описания, лежащего в основе эмпирического метода.

Однако авторы не считают, что между методами генетическим и эмпирическим, базирующимся, в первую очередь, на выявлении пространственных сочетаний горных пород в земной коре, существует какая-то непреодолимая «стена». В обоих случаях исследователи обычно исходят из фактов изучения формаций и выделяют четыре группы формаций — магматические, пневматолито-гидротермальные, осадочные и метаморфические. Это разделение, очевидно, связано с различием образовавших их петрогенетических процессов. Следовательно, они являются петрогенетическими группами. Далее среди осадочных формаций почти всеми исследователями выделяются четыре ряда — терригенные (точнее алюмосиликатные), силицитовые (кремнистые), карбонатные и галогенные (соленосные) формации. Различия этих рядов также отображают их петрогенезис. В связи с этим они называются петрогенетическими рядами. Анализ истории развития учения о формациях (см. гл. 2) показывает, что не только при целеустремленном генетическом, но, в последние годы, и при эмпирическом подходе геологи стремятся выявить происхождение формаций. Разница между обо-

ими направлениями заключается в том, что, применяя генетический подход, исследователь формаций более требовательно, более вдумчиво относится и к сбору фактов, и к объяснению их, и потому скорее приходит к пониманию образования изучаемых им формаций. Одновременно он на этой основе намечает более правильные пути их практического использования (см. гл. 3).

Так, представители обоих направлений выделяют терригенные (алюмосиликатные) формации, описывая содержащиеся в них песчаники, и отмечают присутствие в последних косой слойчатости. Но представители эмпирического направления зачастую ограничиваются только констатацией ее наличия, в отличие от представителей генетического. Последние, обнаружив косую слойчатость, тут же ставят вопрос: к какому типу относится эта слойчатость? Проведя по этому поводу некоторые дополнительные наблюдения, они делают ряд существенных выводов в отношении генезиса формаций, их динамики, направлений сноса осадочного материала. Например, корытообразная косая слойчатость — это верный признак русловых отложений, свойственных только наземным молассовым формациям. Разносторонняя мелколинзовидная косая слойчатость характерна для волноприбойных песчаников, слагающих прибрежные формации. Многоярусная мелкая односторонняя косая слойчатость с субпараллельными границами раздела косых серий свойственна осадкам бассейновых поступательных потоков — подводнодельтовым (шлировым) или же удаленным неритовым доннотечениевым пелитовым формациям.

Следовательно, по сравнению с эмпирическим целеустремленный генетический подход к изучению пород и образуемых ими формаций, основанный на фактических данных, всегда обещает дать гораздо больше интересных обобщающих теоретических и прикладных выводов.

Поэтому авторы считают эмпирический подход, кажущийся на первый взгляд более простым и более доступным для массового использования, недостаточным. Применение эмпирического подхода, в конечном счете, тормозит развитие учения о формациях, в то время как более трудоемкие генетические исследования настойчиво и неуклонно продвигают его вперед по пути большего усовершенствования и приносят значительную помощь в ходе прикладных исследований, связанных с освоением полезных ископаемых, подземных вод и газов. После всего сказанного нетрудно понять, что все большее число исследователей формаций, стоявших когда-то на эмпирических позициях, начинают применять принципы и методы генетического учения о формациях.

Большая эффективность генетического подхода доказывается еще и тем, что в его рамках уже удалось создать первые обобщающие руководства по отдельным разделам учения о формациях (какие до сих пор отсутствуют у представителей эмпирического парагенетического направления). Это, в первую очередь, многочисленные работы школы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, работы Л. Б. Рухина [35], Ю. А. Кузнецова [15] и др.

Генетическому направлению следуют и формационисты Средней Азии, проводящие, начиная с 30-х годов, разносторонние исследования формаций этого района. Здесь известны формации почти всех фациально-петрографических и историко-геологических типов, всех возрастов и тектонических позиций. На меридиане Памирского смятия, обрамляя вторгающийся с юга выступ древнего Индостанского пракоинтinentа, находится Памирский синтаксис (сближение) горных хребтов и поясов Евразии, сгущающихся тут на поперечнике всего лишь в 900 км. Отсюда они расходятся к востоку — до Монголии, Амура и Индонезии и к западу — до Урала, Эльбруса и Средиземноморья. Благодаря такому разнообразию в геологическом строении и относительной доступности его изучения Средняя Азия является объектом исследований уже нескольких поколений геологов. Представляется вполне естественным возникновение здесь своеобразной среднеазиатской геологической школы, охватывающей и формационные исследования. Можно полагать, что Средняя Азия в формационном отношении изучена полнее и разнообразнее многих других районов.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОГО УЧЕНИЯ О ФОРМАЦИЯХ

Значение термина «формация»

В переводе с латинского термин «формация» означает «образование». Последнее слово имеет в немецком, английском, русском языках два смысла, тесно связанных между собой, а именно: 1) образование как процесс возникновения какого-то материального тела (например, минералообразование, породообразование); 2) образование как материальный результат этого процесса, т. е. определенное тело (например, минеральное образование, породное образование) *. Поэтому в работах геологов понимание и изучение формаций как геологических тел неразрывно связано с установлением истории их происхождения, т. е. их генезиса.

Такое традиционное двойственное этимологическое понимание термина «формация» лежит в основе развиваемого ниже генетического подхода, когда этим названием определяются закономерные исторически возникшие сообщества горных пород, связанных друг с другом общим происхождением.

Возможно, именно поэтому удачен термин «формация», предложенный в XVIII в., несмотря на все последующие превратности и противоречия в его истолковании и вопреки высказывавшимся предложениям о его замене иными наименованиями **.

Определение геологической формации

Целостность, сложность и многогранность формаций как реально существующих геологических тел наводит на мысль о многообразии частных определений формаций, дававшихся разными исследователями и отражавших различные стороны их генезиса (петрологические, фациальные, историко-геологические), состава и морфологии (в том числе смежность или же сопряженность слагающих их пород в ограниченных рамках времени и пространства), а также использовании формаций в различных областях геологиче-

* Некоторые русские исследователи XIX в. (Ю. В. Соймонов, С. С. Куторга, И. В. Мушкетов, А. П. Карпинский и др.) вместо термина «формация», означавшего геологическое тело, в том же смысле использовали равнозначное ему русское слово «образование». Однако это наименование не прижилось в русской геологической литературе.

** Вопросы, касающиеся термина «формация» и расхождения в его понимании, специально рассмотрены в работах В. И. Попова [28] и Н. Б. Вассоевича [5].

ских наук, например, в стратиграфии (формации как свиты, серии), в тектонике (формации как структурные единицы), в учении о полезных ископаемых (классификации формаций по составу содержащихся в них месторождений) и т. д.

Согласно наиболее краткому определению, *формация представляет сообщество изогенетических горных пород*, т. е. каждая формация объединяет породы одинакового происхождения.

Изогенетичность означает, что: во-первых, все породы в формационном сообществе возникли при петрогенетических процессах из однородного по составу, условно «изохимического», вещества (твердого, жидкого и газообразного); во-вторых, все они формировались в сходных термодинамических, условно «изофизических», условиях, определяющих среду возникновения данной формации, т. е. ее фацию, которая изменяется в зависимости от геологической истории региона.

Первостепенная роль термодинамических условий — температуры и давления — при образовании пород и слагаемых ими формаций первоначально была установлена путем изучения глубинных формаций — магматических, пневматолито-гидротермальных и метаморфических. Их генезис определяется глубинными изофизическими фациями, зависящими от глубины развития петрогенетического процесса в земной коре.

В настоящее время начинает уже проявляться термодинамическая обусловленность образования осадочных формаций. Их возникновение также подчиняется вертикальной и одновременно горизонтальной термодинамической фациальной зональности, проявляющейся в связи с гипсометрической и климатической принадлежностью какого-либо участка суши или дна бассейна.

Разность глубин или высот определяется интенсивностью гравитационно обусловленных движений вещества любых формаций, глубинных и осадочных, что выражается в объеме и характере динамики их масс, перемещении их из одних термодинамических условий в другие. Этим вызывается динамическая смена фаций, обуславливающих обособленное образование формаций. Она в большей мере изучена для осадочных формаций, но начинает выявляться и в глубинных.

Исходя из вышесказанного, можно дать следующее развернутое определение формации как сообщества изогенетических пород.

Под названием «геологическая формация» понимается далее *естественно-историческое сообщество петрогенетически связанных и сопряженных горных пород, отвечающее определенной динамически обособленной единице геологической среды (т. е. фации), возникшей на той или иной ступени, стадии, фазе геологического развития данного региона* (например, формация молассовая или гранитоидная, баритовая или гнейсовая и т. д.).

Таким образом, каждая формация как физическое тело представляет единицу более крупную, чем образующие ее горные породы, но меньшую, чем геологические регионы.

Три стороны генезиса формаций

В вышеприведенном определении синтезированы три стороны генетического понимания формаций: 1) петрогенезис, 2) обусловленность определенной геологической средой, т. е. фацией, 3) на две первых влияет также ступенчатое стадийное многофазное развитие литосферы, выраженное в разделении подвидов формаций и в образовании конкретных их представителей.

Эти три стороны являются главными генетическими критериями выделенных формаций.

1. Петрогенезис охватывает процессы возникновения пород, слагающих каждое формационное их сообщество. Он включает происхождение порождающего их вещества и физико-химические особенности его развития, сводящиеся как к его интеграции (смещению), так и к его дифференциации на отдельные горные породы. В процессе транспортировки осадков дифференциация их по составу взаимодействует с их интеграцией, т. е. смешением [24]. Последняя преобладает в начале движения осадков, в питающих их поднятиях, а дифференциация — на протяжении остальных, преобладающих по длине путей переноса. Дифференциация исходного материала материнского вещества выражается в образовании новых осадков, из которых слагаются породы и их формационные сообщества.

Выделяются четыре петрогенетические группы формаций: а) магматическая, б) пневматолито-гидротермальная, в) осадочная и г) метаморфическая, отличающиеся типом образующего их геологического процесса, связанного с развитием разных земных оболочек.

2. Формация представляет целостное образование, отвечающее определенной фации, т. е. единице физико-географической или же глубинной геологической среды, в которой возникает любая формационная единица того или иного порядка. Соответственно этому далее в данной работе фацией называется динамически обособленная единица геологической среды, в которой образуется та или иная формация, слагающие ее горные породы, минералы и их геохимические ассоциации.

Такую роль играет, например, наземная фация в образовании молассовой формации; или же интрузивная при возникновении гранитоидной; или же эпитермальная при происхождении баритовой; или катаметаморфическая в развитии гнейсовой и др.

Такое широкое понимание термина «фация» ближе всего стоит к представлениям Д. В. Наливкина [21], Н. Б. Вассоевича [3], Н. М. Страхова [37], Г. И. Бушинского и приближается к идеям И. Вальтера, а также Л. Б. Рухина [35].

Один и тот же петрогенетический процесс, протекая в разных фациях, приводит к образованию различных формаций. Например, продукты денудации одной и той же горной системы, откладывавшаяся у ее подножий, в наземных фациях формируют молассовые формации, а в морских — шлировые. Один и тот же кислый маг-

матический расплав, застывая в глубинной интрузивной фации, образует гранитоидные формации, а на поверхности планеты, в эффузивной фации, дает начало липаритоидным формациям.

Поэтому формацию нельзя представлять только как случайный агрегат горных пород, совместно друг с другом залегающих в земной коре. Следует объединять в формацию лишь такие породы, которые связаны между собой не только общим породившим их петрогенетическим процессом, но и общей фацией (средой).

Каждая формация (все сообщество образующих ее горных пород) является своеобразным памятником определенной, некогда существовавшей геологической среды. В слагающих ее нагромождениях каменных плит или монолитов запечатлены некогда существовавшие фациально-палеогеографические условия среды, которые поддаются расшифровке внимательного исследования, подходящего к ним с историческими генетическими позиций, ибо *формация и порождающая ее фация неразрывно связаны друг с другом*.

Поэтому в основу определения формации положено фациальное ее понимание. Только через фацию реализуются в формации влияния всех других условий ее образования, даже таких важнейших, как петрогенезис, с одной стороны, и историко-геологическая обстановка, с другой, не говоря уже о менее тесно связанных с формацией условиях, таких как минералогические, геохимические, геофизические и др. Наконец, фацией в первую очередь определяются прикладные особенности формации: связанные с ней полезные ископаемые, подземные воды, ее инженерно-геологические особенности и пр.

3. Некоторые исследователи (М. Бертран, Л. Кобер, А. С. Моисеев, Н. Б. Вассоевич, Н. С. Шатский, Л. Б. Рухин, В. М. Цейслер и др.) при рассмотрении формаций и их классификации выдвигали на первый план не фации, а связь формаций с региональными историко-геологическими и тектоническими процессами, а также с определенными стадиями их развития (геосинклинальной, платформенной и т. д.).

Конечно, геологическая история региона также влияет на образование формаций. Однако она влияет на них не непосредственно, а косвенно, проявляясь через видоизмененные особенности её геологической среды.

Никакие тектонические процессы, даже самые грандиозные, сами по себе не способны породить ни одной формации, они могут лишь способствовать ее возникновению или прекращению ее образования или же разрушить ее, раздробив на куски.

Тектонические явления влияют на образование формаций не непосредственно, а только через вызываемые ими изменения фаций, отражающиеся в палеогеографии. Так, поднятия земной коры вызывают отступление моря, смену морских фаций на наземные, и потому морские формации сменяются молассовыми; появление разломов может изменить термодинамические условия земных недр,



Рис. 1. Ареал рассредоточенных, реже сосредоточенных, формационных залежей гранитоидов в Южно-Тяньшанской междуядерной зоне (Алайский отрезок).

По В. И. Попову:

1, 2 — пермская формация (1 — гранитоидная батолито-штоковая; 2 — щелочно-гранитоидная); 3 — верхнекаменноугольные нижнепермские молассы

т. е. фациальную обстановку, что способствует смене образовавшихся здесь глубинных формаций.

Историко-геологическими условиями, опять-таки через фации, определяется региональная генетическая сопряженность пород, образующих формационное сообщество, т. е. ограничение их образования и распространения определенными фациально обусловленными площадными и объемными рамками пространства (ареал формации) *, а также времени (возрастной интервал), в течение которого происходило формирование отдельной конкретной формации и обособленных ее участков — формационных залежей (рис. 1).

Говоря о формационной сопряженности, следует отметить, что помимо совместного залегания в земной коре тех пород, которые слагают данную формацию, отмечаются и иные пространственные их соотношения, вплоть до перемежаемости с породами других формаций или же до разобщенного залегания (см. рис. 1). Поэтому парагенетический подход, учитывающий при выделении формации только совместное залегание слагающих ее пород, недостаточен для их определения. Действительно, любая формация сохраняет присущую ей внутреннюю естественно-историческую целостность, даже в том случае, если она многократно вклинивается в другие формации или же распределяется на залегающие среди них отдельные обособленные формационные залежи.

Общий ряд геологических тел

Одним из сложнейших и еще недостаточно разработанных вопросов является классификация многостепенной, иерархической со-

* Н. М. Страхов [37] называл термином «ареал» осадочной формации не только области накопления слагающих их пород, но и области их питания. Авторы этой книги суживают понятия об ареале формации, ограничивая его лишь областью накопления.

**Соотношение типов геологических тел и геологических наук.
По В. И. Попову [24, 25, 26]**

Основной ряд типов геологических тел	Основной ряд геологических наук
Земной шар Земные сферы (земные оболочки, структурно-формационные этажи и ярусы) Геологические регионы Формации Горные породы Минералы Атомы Внутриатомные частицы	Общая геофизика Частная геофизика и историческая геология Региональная геология Учение о формациях Петрография Минералогия Геохимия Радиогеология

подчиненности геологических тел разного порядка, слагающих нашу планету.

В 1939 г., в докладе на I Всесоюзном тектоническом совещании В. И. Попов отметил существование следующего ряда «естественных единиц», который он неоднократно рассматривал позднее, а именно: химический элемент — минерал — горная порода — геологическая формация — геологическая провинция (район) — геосфера — Земля в целом. Авторы придерживаются этой классификации, несколько изменив и дополнив ее (табл. 1).

Начиная с 60-х годов проблема иерархии геологических тел привлекла внимание многих геологов. Все их точки зрения, часто различные, были проанализированы и сопоставлены в книге «Иерархия геологических тел» (под редакцией Ю. А. Косыгина и др.), изданной в 1978 г., и приняли следующую окончательную схему: химический элемент — минерал — порода — геоформация — геокомплекс — геосфера — планета.

Этот ряд отличается от приведенного выше только заменой геологического региона на геокомплекс. Однако геокомплексы имеют несколько градаций, причем все они являются внутрирегиональными. В связи с этим авторы считают характеристику всего ряда геологических тел, приведенную в табл. 1, более правильной*.

Возникновение в основном ряду нового типа происходит путем объединения более мелких тел, осуществляется конкретный качественный скачок, отражающийся во всех особенностях каждого

* Некоторые из исследователей (Д. В. Рундквист) выражают сомнение: можно ли рассматривать геологические регионы как тип геологических тел? Однако регионы стали самостоятельным объектом тектоники, где выделяется ряд их типов, повторяющихся во многих классификациях (геосинклинали, платформы, антиклизы, синеклизы и т. д.). Этому мнению придерживаются многие исследователи. Они помещают регионы в иерархическом ряду геологических тел между формациями и земными оболочками.

типа. Вследствие этого последние резко разграничены между собой. Некоторые геологи (Г. П. Леонов, В. И. Драгунов и др.) называют основной ряд типов геологических тел рядом «уровней организации вещества».

Таким образом, формация занимает самостоятельное центральное место в данном ряду. Ее можно определить по отношению к другим ближайшим типам геологических тел: формации относятся к надпородному уровню, а регионы и оболочки — к надформационному.

Изучением рассмотренных геологических тел занимаются различные геологические науки (см. табл. 1).

Признание самостоятельности значения геологических формаций влечет за собой утверждение самостоятельности учения о формациях, выступающего на равных правах с другими основными геологическими науками.

Итак, учение о формациях имеет три стороны: 1) петрографо-формационную (петрогенетическую), через которую оно соприкасается с петрографией и другими смежными науками — минералогией, геохимией; 2) наиболее важную — фациальную; 3) регионально-формационную. Поэтому с ним связаны и вопросы смежных дисциплин — региональной и исторической геологии и геофизики.

Учение о формациях как бы перебрасывает мост между геохимико-минералогическим изучением мелких геологических тел и регионально-формационными исследованиями крупных объектов исторической геологии и геофизики. Другие же геологические науки получают дополнительные возможности и новые стимулы для своего плодотворного теоретического и прикладного развития.

Взаимоотношения между формациями и породами

Некоторые исследователи еще недооценивают самостоятельное значение учения о формациях и, вольно или невольно, стремятся подчинить его то тектонике, то петрографии, так как считают, что формации представлены постоянным набором горных пород, подобно тому, как здания сооружаются из стандартных кирпичей.

При этом полностью игнорируются качественные отличия, существующие между различными формациями, а также качественные особенности слагающих их отдельных горных пород.

На самом деле природа формаций много проще и одновременно гораздо сложнее, чем это представляется некоторым исследователям, склонным к формализации учения о формациях. Их образование нельзя считать механическим нагромождением неких стандартных горных пород. Напротив, оно является сложным закономерным процессом, при котором возникают не только новые типы формаций, но также новые специфические типы слагающих их горных пород.

Еще В. И. Вернадский в 1934 г. отмечал, что атом не похож на образуемую им материю. В веществе, его свойствах, в смутной статистической форме отражаются лишь некоторые черты слагающих его химических элементов.

Приблизительно такие же взаимоотношения складываются между горными породами и их естественно-историческими сообществами, т. е. формациями. Однако они оказываются еще более сложными, зыбкими и изменчивыми, чем взаимоотношения между атомами и минералами. Каждый химический элемент или, точнее, каждый его изотоп представляет нечто качественно обособленное в общей периодической системе химических элементов. К сожалению, такая определенность и четкость разграничений отсутствует во взаимоотношениях между различными горными породами, выделяемыми и описываемыми в специальных петрографических работах.

Практически все, или почти все, разновидности горных пород связаны между собой постепенными переходами. Поэтому даже с помощью самых точных исследований мы не сможем установить сколько-нибудь четкие реальные границы в ряду, включающем, например, гравелит — песчаник — алевролит — суспензид-субколлоидную глину и т. д. Их границы устанавливаются условно по количественным соотношениям между компонентами, и основаны они только на добровольных соглашениях между исследователями. Поэтому классификация осадочных пород, применяемая советскими литологами и основанная на приблизительно десятичной шкале градаций компонентов, отличается от американской, основанной на строгой геометрической прогрессии.

Аналогичное положение существует и в петрографии магматических пород. Так, по данным И. И. Абрамовича и В. В. Грузы, даже самые точные петрографические, петрохимические и математико-статистические методы не смогли установить четкие границы между разными магматическими породами, поскольку последние связаны друг с другом постепенными переходами, а выделяемые границы между ними условны и искусственны.

В работе «Классификация и номенклатура магматических горных пород», опубликованной в 1981 г., О. А. Богатилов, В. И. Гоньшакова, С. В. Ефремова и другие отмечают, что границы между видами (горных пород, — В. П.) в петрографии еще более условны, чем между индивидами, так как промежуточные разности постепенно изменяясь рядом переходов укладываются между формами, которые считаются типичными.

Из сказанного очевидно, что на разделении парагенетических сочетаний условных стандартных типов горных пород, вследствие отсутствия между ними реальных границ, не может быть обосновано четкое разграничение типов образуемых ими «парагенетических формаций».

Следует подходить к той же проблеме взаимоотношений между породами и слагаемыми ими формациями на основе их генети-

ческого понимания. При таком подходе проявляются четкие разграничения не только между формациями, но одновременно и между свойственными им типами горных пород. Породы в разных генетически обособленных формациях не тождественны друг другу по петрографическому составу и строению.

Для примера можно сравнить русловые песчаники наземных массовых формаций и песчаники прибрежных шлировых формаций, в частности образующиеся на пляжах. Данные об их составе и строении свидетельствуют о том, что между грубыми русловыми молассовыми песчаниками и более тонкими пляжевыми шлировыми нет почти ничего общего, кроме названия «песчаники».

Различия между ними столь велики, что, по существу, русловой молассовой и пляжевой шлировой песчаники можно рассматривать как две совершенно различные породы. Многие геологи, исследовавшие Альпы, писали о «молассовых» песчаниках. Ф. Кюнел в 1957 г. описал «флишевый» тип песчаников.

Для обозначения генетически различающихся типов пород укоренилось название «литогенетические типы», предложенное Ю. А. Жемчужниковым в 1960 г. Поэтому недостаточно было бы, например, при описании молассовой формации ограничиться только указанием на то, что она представляет парагенезис гравелитов, песчаников, алевролитов и алевропелитов.

Для установления молассовой формации необходимо в каждом из типов слагающих ее молассовых пород по отдельности, и в их микроритмических сочетаниях, выявить комплекс свойственных им своеобразных фациально обусловленных генетических динамических, петрографических, морфологических и иных особенностей. Такие особенности изучаемых формаций обычно могут быть установлены в полевых условиях, а также дополнены и уточнены данными лабораторных работ.

Изучение вещественного состава осадочных пород приносит наибольшую пользу в условиях прикладной направленности исследования формаций, нацеленной на выявление образовавшихся в них полезных ископаемых (см. гл. 3).

Таким образом, не стандартные породы и их комплексы определяют состав и типы формаций, а фациальное развитие формаций определяет дифференциацию слагающего их вещества, выраженную в составе горных пород, их облике и сообществах. Известно, что в любой литологической колонке наблюдается резкое обособление друг от друга слоев пород, имеющих различный состав и строение. Эти различия тесно связаны с фациальными особенностями пород, слагающих каждую формацию.

Уместно задать вопрос: почему же в любой колонке выявляются четкие границы между горными породами, какие не были подмечены в рамках описательной петрографии? Эти различия возникают между фациально-разграниченными породами в основном благодаря их фациально обусловленной контрастной дифференциации.

Контрастная и эволюционная дифференциация горных пород

Обычно исследователи, говоря о дифференциации пород, подразумевают только постепенные их изменения, какие подсказываются стандартными разграничениями, связанными между собой постепенными переходами, как то вытекает из обычных количественных их классификаций. В природе также можно наблюдать постепенную дифференциацию осадков, например, прослеживая их вдоль русла реки. Но дифференциация пород не ограничивается только эволюционной сортировкой их компонентов.

Разработка фацциально-петрогенетического принципа исследования формаций позволила еще в 40-х годах разграничить понятия о контрастной и эволюционной дифференциации горных пород (рис. 2). Первая выражается в расщеплении вещества пород на отдельные ветви, вторая — в его сортировке.

Особенно контрастная дифференциация осадков наблюдается по границам трех зон — обломочной, пелитовой и условно-застойной, четко обособляющихся в пределах достаточно полно развитого динамического фацциального пояса (см. гл. 17). Примером является разграничение веернообломочной, веерномелкозёмистой и веернозастойной зон, устанавливаемое в пределах подгорновоерного динамического фацциального пояса; или же прибойнообломочной, прибойноиловой и прибойнозастойной зон — в пределах волноприбойного фацциального пояса и т. д.

В развитии каждой из таких зон устанавливается чередование фаз эволюционной дифференциации с фазами дополнительной контрастной дифференциации (см. рис. 2).

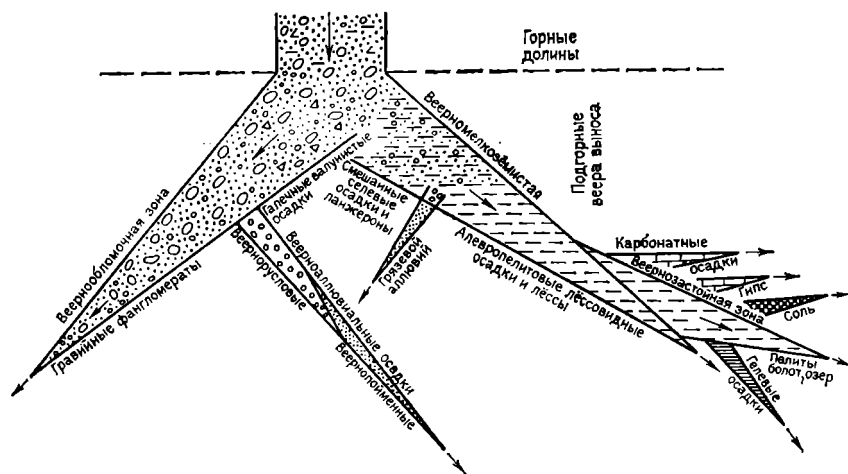


Рис. 2. Контрастная и эволюционная дифференциация рядов (семейств) осадков в подгорновоерном фацциальном поясе. По В. И. Попову.

Стрелки — направления переноса

Целостность формаций, их пространственная и возрастная обособленность

Ландшафтные сообщества пород, образующие генетически обособленные формации, опознаются и выделяются в разных интервалах стратиграфических колонок. При этом в каждой формации объединяются только свойственные ей ландшафтные сообщества фациально обусловленных осадочных пород, а не любые слои, налегающие друг на друга. Таким образом, генетически обособленная формация — это целостное естественно-историческое тело, четко ограниченное со всех сторон и имеющее определенную, хотя, подчас, очень сложную форму. Последнее связано с тем, что формации не только резко сменяют друг друга, но, кроме того, могут ритмически повторяться и вклиниваться друг в друга (рис. 3).

Целостность формации обусловлена тем, что вместе со всеми относящимися к ней горными породами она является продуктом определенной единицы геологической среды (фации) и в процессе своего возникновения образует неразрывное единство со своей средой, представляет своеобразное ландшафтное сообщество образующих ее пород. В частности, такова любая осадочная формация.

Поэтому при выделении формаций необходимо детально разоб-
раться физико-географическую обстановку образования формаций и показать, что входящие в нее породы образуют единство и отвечают этой обстановке [37].

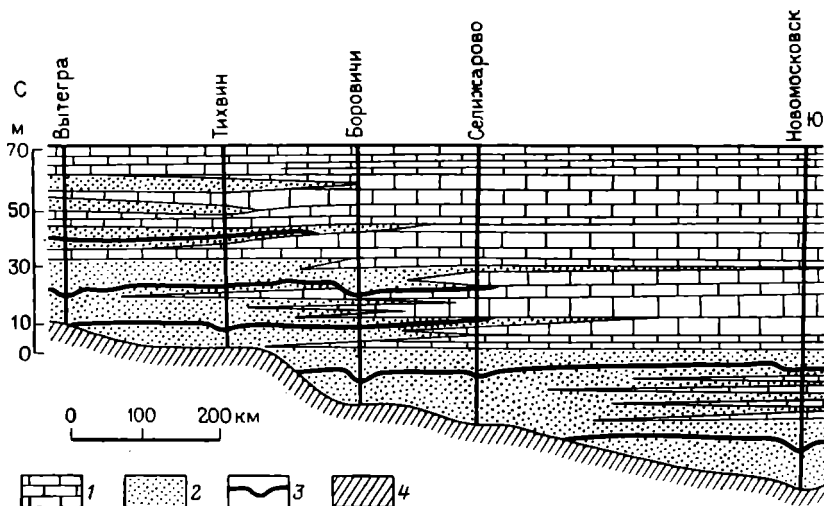


Рис. 3. Зигзагообразное вклинивание и возрастное скольжение девонских формаций в Подмосковной муьде. По Е. П. Брунс:

1 — карбонатные формации; 2 — молассовидная краспоцветная и шлировая формации; 3 — перерывы; 4 — додевонские отложения

Н. М. Страхов сформулировал важное положение о том, что *каждая формация отвечает определенному, породившему ее геологическому процессу и, в частности, определенной фации (ландшафту).*

Взаимоотношения учения о формациях, учения о фациях и палеогеографии

Динамические фации являются единицами среды, сингенетичными по отношению к образованию каждой данной формации. Их существование и развитие продолжается сравнительно недолго — это краткий миг по сравнению со всем последующим существованием формаций, продолжающимся миллионы лет. Но если фация и образующаяся в ней формация унаследованно развиваются в течение достаточно длительных отрезков палеогеографической истории региона, то это ведет к более или менее мощному накоплению данной формации, проявляющемуся в каждой из ее формационных залежей в отдельности. Поэтому ареалы, формационные залежи и границы отражаются на палеогеографических картах.

Таким образом, становление осадочной формации является итогом ее палеогеографической истории, суммирующей итоги развития и миграции фаций.

Особенности развития формаций лежат в основе палеоформационного или, точнее, фациально-палеогеографического направления их изучения. В палеогеографической истории и палеогеографических обстановках отражаются и преломляются не только палеофациальные, но также палеоклиматические и палеотектонические изменения региона.

После возникновения формация в течение последующей геологической истории региона может погружаться в недра земной коры с наложением других формаций или же, напротив, приближаться к поверхности и даже выступать на ней по мере денудации. В этом случае она переходит из одних термодинамических условий в другие и испытывает множество унаследованных катагенетических и метаморфических изменений или же наложенных эпигенетических. Однако при этом облик формации, созданный сингенетической первичной фацией, всегда сохраняется в той или иной мере.

Между распространением полидинамической фациальной ландшафтной единицы и порождаемой ею формацией существует тесная связь.

Отдельные физико-географические ландшафты и слагающие их осадки (вместе с водами, газами и организмами) оказываются четко обособленными друг от друга. Это наглядно проявляется, когда в основу разделения ландшафтов положен стадийный полидинамический принцип фациального анализа (см. гл. 18). Столь же резкими границами характеризуются ареалы возникающих в них формаций и слагающие их формационные залежи. На этом основана методика оконтуривания ареалов формаций по динамическим палеофациальным картам и разрезам.

Добавим, что четким ареалам формаций соответствуют четкие ареалы подчиненных им полезных ископаемых, что важно в практическом отношении.

Динамофациальные критерии фаций глубинности

Фации глубинности, в которых, по данным Д. С. Коржинского, возникают эндогенные формации — магматические, пневматолито-гидротермальные и метаморфические, отличаются друг от друга различными температурами и давлениями, господствующими при их образовании. Но температура и давление весьма постепенно изменяются с глубиной. Поэтому одних этих характеристик недостаточно для четкого обособления глубинных фациальных единиц.

По мнению Ю. А. Кузнецова [14, 15], магматические фации должны пониматься в общем так же, как осадочные (см. гл. 13).

Следовательно, они, как и осадочные фации, обособляются благодаря тому, что все вещества, находящиеся в пределах данной фации, — твердые, жидкие, газообразные — объединяются в одно целое присущим им движением, которое отличается от движения окружающих масс. Так, например, благодаря различию в характере движения в массе расплавленного вещества происходит четкое обособление интрузивных и эффузивных формаций. Поэтому разделение магматических фаций может быть осуществлено с учетом динамики движения магматических масс и их продуктов. Вероятно, динамический принцип применим и в разделении пневматолито-гидротермальных фаций, проявляющихся при движении нагретых водных и газообразных масс.

Менее отчетливо динамический принцип выступает в формировании метаморфических фаций. Здесь главная роль отводится термодинамическим изменениям, происходящим в твердых, как бы неподвижных, массах земной коры. Однако при этом учитывается также движение и дифференциация проходящих сквозь них подвижных летучих веществ. Вместе с ними в метаморфизирующихся формациях отчасти перемещаются различные по степени подвижности петрогенетические компоненты. Например, при метаморфизации на малых глубинах образуются в основном натриевые полевые шпаты, а на больших — калиевые.

Характеристика осадочных, магматических, пневматолито-гидротермальных и метаморфических фаций кратко приводится вместе с характеристикой одноименных формаций (см. Описательная часть).

Генетические признаки формаций

Как же отделяются формации друг от друга при генетическом подходе?

Обычно исследователи используют: 1) общие генетические критерии (петрогенетический, фациальный, историко-геологический), позволяющие выделять формационные сообщества генетически

связанных горных пород; 2) частные генетические признаки, позволяющие относить выделяемые формации к определенным генетическим типам.

Для установления критериев выделения формаций и их типовых признаков используют три основных метода.

Сравнительно-актуалистический метод (наиболее важный) основан на изучении современных осадочных петрогенетических процессов и продуктов осадкообразования в характерных, по возможности, эталонных фациальных ландшафтах и на сравнении их признаков с признаками изучаемых ископаемых формаций с целью установления генезиса последних.

Сравнительно-экспериментальный метод издавна применяется при изучении петрогенезиса пород и формаций, особенно глубинных. В последнее время осуществляются также многочисленные эксперименты, воспроизводящие динамические фациальные условия, например, механические осадки (использование гидродинамических лотков, аэродинамических труб и т. д.). В этом случае сравнивают искусственно получаемые осадки с ископаемыми породами.

Сравнительно-исторический метод основан на сравнении с установленными генетическими типами ископаемых формаций других, сопряженных с ними, для которых необходимо определить их генетический тип. Например, озерные осадки со всех сторон окружаются наземными молассовыми, признаки которых уже достаточно известны. Меловые надводнодельтовые отложения р. палео-Зеравшан к западу, по направлению их переноса, переходят в несколько отличные от них морские, содержащие такие же терригенные минералы и, следовательно, являющиеся подводнодельтовыми, что подтверждается их признаками.

Применение сравнительно-исторического метода позволит расшифровать генезис и таких формаций, для которых неизвестны современные аналоги, например, с помощью этого метода установлено, что широко распространенные в кембрии и докембрии железисто-силицитовые формации отлагались только в обширных пресноводных морях. При этом были использованы экспериментальные данные об условиях отложения кремнезёма и гидроокислов железа из водных растворов.

В практике использования различных принципиальных критериев и методов выделения формаций широко применяются характерные признаки отдельных их типов.

Под названием генетических признаков формации объединяются те генетически обусловленные особенности, опираясь на которые можно объединить слагающие ее генетически связанные горные породы, обособив тем самым от других формаций, и установить ее фациально-петрогенетический тип, отнести к тому или иному виду, подвиду, субформации. К ним относятся самые различные особенности вещественного (петрографического, минерального, химического) состава формаций, а также морфологии, отно-

сительного расположения формаций, формационных залежей и слагающих пород, иногда также их возраста и распространения.

Такие признаки выявляются в результате трудоемких работ по изучению формации, принимаемой за типовой генетический эталон. Для установления подобных эталонов привлекаются как сравнительно-актуалистический метод исследования, так и экспериментальный и сравнительно-исторический. Для их использования с целью определения генезиса ископаемых формаций в эталонной формации выявляются такие характерные генетические признаки, которые сохраняются в породах и слагаемых ими формациях после захоронения и поэтому могут быть использованы в других исследованиях формации. Когда признаки выявлены, с их помощью можно довольно быстро определить типы изучаемых формаций, представленных в пределах исследуемых регионов.

Генезис формации влияет на любые ее особенности: петрографический, минеральный, химический состав, полезные ископаемые, форму залегания и распределения формаций и формационных залежей в земной коре и т. д. Следовательно, любые особенности формации свидетельствуют о ее генезисе и теоретически могли бы быть использованы в качестве генетических признаков для ее выделения. Исследователю предоставлено самому выбрать среди них наиболее наглядные и наиболее доступные для изучения в полевых условиях, на буровых скважинах и в лабораториях.

Некоторые признаки могут быть выявлены при полевых наблюдениях или при макроскопическом изучении образцов пород, взятых из выработок или буровых скважин. На них прежде всего и опирается определение фаций и, соответственно, выделение формаций. Например, каждый геолог должен уметь в полевых условиях отличить гранитоидную формацию от габброидной, а липаритоидную от диабазовой. Существует ряд петрографических и динамически обусловленных фациальных признаков, позволяющий в полевых условиях (на обнажениях, или же по керну буровых скважин) отличить, например, породы наземных молассовых формаций от пород прибрежных шлировых формаций. При этом учитывается степень сортировки слагающих их осадков, характер слоистости и кривой слоистости, типы знаков ряби и т. д.

В ряду признаков, характеризующих осадочные фации, важное место должно принадлежать и анализу их ориктоценозов. Эта сторона фациального анализа менее разработана авторами, так как относится к компетенции палеонтологии.

Дополнительные признаки появляются при применении лабораторных методов. Например, в наземных осадках барий преобладает над стронцием, а в морских — наоборот.

При диагностике типов формаций важную роль получают не только признаки, которые можно наблюдать в каждом штуде или же в каждом слое относящихся к ней горных пород. Следует учитывать также условия распространения изучаемой формации среди других их типов.

Так, лагунные формации располагаются на границе суши и моря. Абиссальные удаленные флишоподные формации первоначально можно установить или наметить только доказав их широкое распространение по площади вдали от прибрежных и шельфовых формаций, притом по направлению общего сноса осадков.

Количество генетических признаков быстро возрастает по мере развития и углубления целенаправленных генетических исследований формаций.

Главнейшие из генетических признаков, характерных для отдельных типов формаций в отдельности, перечисляются при описании последних. Собственно, в этом заключается основная цель книги, назначение которой — снабдить необходимыми исходными данными геологов, занимающихся массовым формационным анализом.

Значение генетических гипотез

Одной из наглядных особенностей генетического исторического метода исследования является использование генетических рабочих гипотез.

Гипотезы, вытекающие из предшествующих достижений науки и использующие ранее установленные генетические признаки формаций, применяются на всех этапах познания изучаемого объекта.

Практически, в основу рабочих гипотез при исследовании осадочных формаций положено сравнение изучаемой формации с тем или иным установленным ранее эталоном, для которого выявлены генетические условия и генетические признаки. Таким эталоном чаще всего являются современные ландшафты, но могут быть и ископаемые формации (например, железисто-силицитовые). Смена рабочих гипотез означает смену эталонов.

Выбрав наиболее подходящий эталон, исследователь тут же производит дополнительное изучение своего объекта с целью поисков дополнительных фактов (в первую очередь таких, которые свидетельствовали бы либо в пользу гипотезы, либо опровергали ее). Обычно такие решающие факты можно отыскать тут же, на обнажении, ориентируясь на известные признаки эталонного ландшафта, или эталонной ископаемой формации. Окончательная проверка производится с помощью лабораторных исследований.

Изменение рабочей гипотезы вызывается установлением несоответствия этого первоначального эталона с изучаемой формацией и чаще всего означает выбор другого эталона, используемого для сравнения с исследуемой формацией.

Таким образом, с большей долей вероятности удастся различать среди ископаемых формаций естественно обособляющиеся семейства, отвечающие определенным орогидрографическим фациальным комплексам, например, возникающие в поднятиях (перерывное семейство), на наземных равнинах (молассовое), в крупных озерах или же лагунах и морях, в том числе прибрежные (шлировые) и удаленные неритовые, также предположительно ба-

тиальные и абиссальные, относящиеся то к континентальной ступени рельефа, то к предконтинентальной, то к океанической.

Формации каждого семейства делятся на субформации, отвечающие образованию более мелких ландшафтных единиц, — динамических поясов (см. гл. 17). Расчленение этих ландшафтов настолько очевидно, что они вполне могут быть эталонами, положенными в основу рабочих гипотез.

Наглядным примером развития и смены генетических гипотез, по мере накопления фактического материала, является трансформация взглядов на происхождение таких интересных и широко распространенных формаций, как молассы и флиш.

Молассы [26], первоначально выделенные геологами в Альпах, считались вначале исключительно морскими отложениями. Затем, по мере накопления фактов, появились точки зрения о их прибрежном происхождении, а затем о пресноводном (М. Жиньо). В настоящее время большинство исследователей считают молассами в литологическом (а не в тектоническом) отношении только наземные образования (см. гл. 18). Сопряженные с ними морские прибрежные отложения В. И. Попов [28] предложил называть шлировыми формациями.

Еще свежа в памяти геологов противоречивость воззрений на природу флишевых формаций, на причины и условия их возникновения, вплоть до гипотезы их приноса плавающими льдинами («дикий флиш»).

Многие ученые (А. А. Борисяк, Н. Б. Вассоевич, Д. В. Наливкин и др.) были сторонниками мелководного происхождения флиша.

Ф. Кюнел и другие исследователи доказали, что собственно флишевые и флишoidные формации сложены осадками глубоководных мутьевых (турбидитных) потоков (см. гл. 12). В настоящее время эти взгляды являются общепринятыми.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что генетическое учение о формациях не является чем-то застывшим, раз и навсегда созданным. Оно диалектически развивается, не боясь признавать неизбежные ошибки, учитывая их, изменяя и дифференцируя соответствующие положения, стремясь как можно глубже понять законы природы как современные, так и действовавшие в далеком геологическом прошлом.

Парагенетический критерий выделения генетических типов формаций

Парагенетический критерий выделения формаций нередко понимается как эмпирическое выявление сочетаний совместно залегающих стандартных горных пород, описываемых в руководствах по петрографии.

Парагенетический критерий иногда пригоден при детализации классификаций формаций, например, при выделении формационных видов внутри генетических их рядов и семейств. Так, в семей-

стве удаленных неритовых пелитовых формаций могут быть выделены их виды, различающиеся по петрографическому составу слагающих пород (песчанико-пелитовые, пелитовые и др.).

Но и в этой области применение парагенетического критерия имеет ограничение. Даже в формационных залежах одной и той же формации в разных ее зонах парагенезис фациально обусловленных пород обычно различен.

Если взять отдельные формационные залежи, то в них фациально обусловленные породы, связанные парагенетически (т. е. залегающие в земной коре совместно друг с другом), при учете включения залежей разных формаций друг в друга могут составлять в лучшем случае до 50 % объема всех пород отдельной формационной залежи. Однако в пределах всего ареала формации формационные залежи занимают не более 20—30 % объема (см. рис. 1). Поэтому реальная роль парагенезисов фациально обусловленных пород при характеристике всей формации составляет обычно не свыше 10—20 % ее ареала. Объединить такие разобщенные породы в одну формацию можно только зная их генетические связи, основанные на генетических признаках. В паралических угленосных толщах в разных колонках широко изменяется количественное соотношение между слагающими их молассовыми и шлировыми формациями: от 100 % молассовых пород на суше, через любые промежуточные, в том числе равновеликие их соотношения, и до 100 % морских шлировых осадков в пределах водного бассейна. Сколько же «парагенетических формаций» можно было бы здесь выделить, если руководствоваться формальным выделением парагенезисов пород? Фактически бесконечное множество.

Поэтому парагенетический подход в чистом «агенетическом» виде непригоден. Такое его использование привело бы только к выделению неких геологических тел любого случайного петрографического состава, фактически представленных в разных залежах одной и той же формации. При генетическом подходе отпадает также необходимость в выделении все новых морфолого-парагенетических типов формаций, получающих ничего не говорящие местные географические названия, например фалаховая формация (по Б. М. Келлеру) или же калейдовая карбонатная и паталсовая терригенно-карбонатная и др., выделяемые А. Н. Елисеевым на Восточно-Европейской платформе.

Объем формационных единиц

После выяснения причин, обуславливающих целостность отдельных генетически типизированных формаций и их четкое обособление друг от друга, уместно рассмотреть вопрос об объеме отдельных формаций. Вопрос этот вызывает много споров среди исследователей. Одни считают, что формации — это только «крупные» геологические тела, хотя предельные размеры не оговариваются. Другие же допускают, что наряду с «крупными» формационными телами могут быть «средние» и «мелкие».

Генетический подход позволяет решить спор об объеме формационных единиц, отметив правоту как тех, так и других, но в определенных пределах.

Сторонниками укрупненного понимания формационных единиц являются геологи регионального профиля, проводящие геологические съемки, преимущественно тектонисты. Они имеют дело в основном с крупными геологическими телами, мелкие просто выпадают из поля зрения в масштабе их исследований. Правомерность выделения крупных формаций подкрепляется тем, что из формаций образуются геологические регионы и, следовательно, при региональных геологических исследованиях масштабы формаций во многих случаях должны быть соизмеримы с масштабами регионов. Действительно, мощности некоторых крупных формаций, сложенных изогенетическими породами, нередко измеряются сотнями и тысячами метров. Кайнозойские молассы Дарваза, представленные одной формацией, например, имеют мощность 10—11 км [26].

Однако возможно и образование сравнительно мелких формаций мощностью метры и десятки метров, которые могут быть пропущены при мелкомасштабном изучении региона. Такие формации тоже существуют и их выявление вполне закономерно, поскольку они имеют мощность, соизмеримую с мощностью отдельных пород, слагающих эти формации. Вполне естественно, что к такому выводу приходят петрографы, выделяющие формации с помощью детального послойного изучения и определения фаций тех пород, из которых слагаются формации.

Так, например, на Турьем мысе имеется эндемическая щелочно-габбродная формация, образованная несколькими дайками турьяитов и других редких горных пород. Никто из петрографов не согласится на исключение этой формации из числа других, ими изучаемых.

Послойный динамический фациальный анализ позволяет узнавать отдельные маломощные формационные залежи или же их ответвления, залегающие среди других формаций.

В Центральной Азии со времен В. А. Обручева известна широко распространенная гобийская серия, включающая наземные красноцветные молассы возрастом от поздней юры почти до современного, общая мощность которых измеряется сотнями и даже тысячами метров. В Средней Азии гобийская формация расчленяется на юрско-меловую нижнегобийскую и олигоцен-четвертичную верхнегобийскую. Между ними и среди них залегают различные морские формации, имеющие возраст от апта-альба до эоцена включительно. В этих морских формациях можно наблюдать также отдельные вклинивающиеся в них ответвления гобийских моласс, которые образуют пачки мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Несмотря на такую малую мощность, их приходится в изучаемых колонках относить к молассовой формации, например, позднетуркестанские или, местами, рихтанские красноцветные слои в Южнотаджикской депрессии. Как

же поступать с такими пачками: считать и их отдельными формациями или только частями более крупной формации, в данном случае гобийской?

Геолог, изучающий только Южнотаджикскую депрессию и не выходящий за ее пределы, будет прав, если в колонках этой депрессии выделит и проследит широко распространенную тут, хотя и маломощную, риштанскую красноцветную молассовую формацию. Но, с точки зрения трансконтинентальных построений, эта формация является только небольшой частью позднеюрско-четвертичной гобийской молассовой в основном красноцветной формации.

О формационных подтипах и других геологических единицах

Разделение типов (уровней) геологических тел (см. табл. 1) сейчас более или менее общепринято. Тем не менее, иногда возникают сомнения и споры по поводу проведения границ между отдельными типами или формационными и надформационными единицами. Каждая формация — это сообщество горных пород, но породы состоят из минералов или их генераций. Поэтому иногда некоторые исследователи говорят, что формации состоят из минералов. Например, таким образом характеризовались некоторые метаморфические, галогенные, рудные пневматолито-гидротермальные формации. Споры возникали по поводу установления границ. По мнению авторов, эти расхождения в первую очередь связаны с тем, что в каждом из типов (уровней) геологических тел можно выделять «типы», или «подуровни»*.

В табл. 2 суммированы основные соображения авторов по этому поводу. В ней дана общая классификация типов (уровней) организации геологических тел) и подтипов (подуровней).

Взаимоотношения между формациями и надформационными единицами

С формационными единицами близко соприкасаются (см. табл. 2) некоторые надформационные, которые состоят из отдельных гетерогенных формаций, тесно сопряженных между собой по возрасту и распространению в земной коре. Последние обособляются друг от друга по фациально-петрогенетическим условиям своего образования и относятся к разным петрогенетическим группам, или к разным петрогенетическим рядам, или к разным семействам формаций.

Поэтому такие сочетания формаций относятся к надформационным регионально- и историко-геологическим единицам, и их не следует называть формациями; их изучение должно относиться не

* По-видимому, термину «подтипы» («подуровни») отвечает наименование «элементарная ячейка» в работе «Иерархия геологических тел» (под ред. Ю. А. Косыгина); такие «ячейки» располагаются между всеми иерархическими уровнями.

Соотношение подтипов, выделяемых среди геологических тел. По В. И. Попову

Тип геологических тел (уровень)	Градация (подтип)
Региональный (надформационный)	Формационный ряд Ритмический ряд формаций Ассоциация гетерогенных формаций
Формационный (надпородный)	Семейство формаций Комплекс формаций Формация Субформация Эпигенетическая ассоциация генераций минералов
Породный (надминеральный)	Сингенетично-эпигенетическая ассоциация генераций минералов Сингенетическая генерация минералов
Минеральный (надэлементный)	Конкреция, секреция Минеральное зерно

к учению о формациях, а к области региональной и исторической геологии.

К числу региональных надформационных единиц, ближе всего стоящих к формационным, относятся ассоциации формаций, ритмический ряд формаций и формационный ряд *.

1. Ассоциация формаций объединяет две, реже три-четыре сопряженные гетерогенные формации, чередующиеся между собой в разрезе. Такое чередование нередко имеет ритмический характер (см. рис. 4).

2. Ритмический ряд формаций в отличие от ассоциаций объединяет большее количество формаций, которые также могут, хотя бы по частям, ритмически чередоваться друг с другом. При этом одни типы формаций последовательно вытесняются другими — вышележащими их представителями в образуемом ими ряду.

* В. М. Цейслер [49] после формации помещает следующие подразделения: элементарная ассоциация формаций — система элементарных ассоциаций — региональная ассоциация формаций — слой осадочной оболочки. Однако первые две из этих градаций также относятся к числу региональных ассоциаций, а каждая из названных градаций может считаться «слоем осадочной оболочки».

3. Формационный стадийный ряд представляет более крупную разновидность ритмического ряда формаций. В нем объединяется вся последовательность разных типов формаций, сменяющих друг друга в данном регионе на какой-либо стадии его развития, в частности — в пределах отдельной стадийной структурно-формационной зоны или отдельного орогенного пояса.

Формационные ряды подробно рассмотрены в гл. 25. Поэтому авторы остановятся здесь только на характеристике некоторых типов ассоциаций формаций.

Ассоциации разных формаций широко распространены в земной коре и тесно связаны с местными региональными геологическими условиями. Но этот термин часто использовался в смысле крупной формационной единицы, а не надформационной, региональной, как понимают этот термин авторы.

Каждая ассоциация (или другая надформационная единица) охватывает различные гетерогенные формации, в отличие от крупных формационных единиц — семейств и комплексов формаций, которые представляют схожие по генезису образования (таксоны).

При выделении каждой самостоятельной формации, обособляющейся в разрезах ассоциации, ритмического или формационного рядов, надо учитывать, что любая ассоциация резко обрывается там, где оканчивается действие сформулировавшего ее процесса. Это представление М. А. Усов [44] выразил в форме предложенного им принципа непрерывно-прерывистого образования формаций (см. гл. 5), который является важным критерием при их обособлении.

Поэтому каждая генетически обособленная формация резко отделяется от других в пределах образуемой ими ассоциации или иных надформационных единиц. Это объясняется тем, что каждая формационная единица представляет целостное качественно обособленное образование. Любая из них, начиная от субформационных и до самых крупных представителей, образует сложное геологическое тело. Целостность и обособленность свойственны каждой формации. Они сохраняются в ней и тогда, когда формациями образуются надформационные региональные сочетания.

Каждое надформационное сочетание формаций также отвечает определенной единице геологической среды, более крупной, чем единица, соответствующая отдельной формации.

Разные типы ассоциаций формаций различаются друг от друга в зависимости от того, какие ранги генетически обособляющихся формационных единиц участвуют в их образовании.

Ассоциации формаций, относящихся к разным петрогенетическим группам. По мнению большинства исследователей, к разным формациям относятся продукты четырех главных петрогенетических групп, образованных четырьмя разными геологическими процессами, а именно: 1) осадочные, 2) магматические, 3) пневматолито-гидротермальные и 4) метаморфические.

Поэтому недопустимо, на наш взгляд, выделять, например, «порфир-молассовую» красноцветную формацию» или «спилит-силицитовую», или же «карбонатно-диабаз-спилит-кератофировую», хотя бы в таких сочетаниях довольно часто и закономерно перемежались относительно маломощные пачки, слои или линзы вулканических и осадочных пород. Подобные сочетания следует отнести не к формациям, а к ассоциациям формаций.

Ассоциации формаций, принадлежащих к разным петрогенетическим рядам — алюмосиликатному, силицитовому, карбонатному, галогенному. В общем случае перемежаемость формаций, относящихся к двум разным петрогенетическим рядам (например, алюмосиликатному и карбонатному), также представляет ассоциацию двух разных типов формаций (например, терригенных и карбонатных). Однако такие формации не всегда представлены в чистом виде. Они нередко содержат «акцессорные» прослои и даже пачки пород, относящихся к другим петрогенетическим рядам. Так, например, алюмосиликатные породы, резко доминирующие в составе осадочных отложений, часто примешиваются к формациям трех других рядов или иногда даже образуют их основной базис (например, в силицитовых и галогенных формациях).

Ассоциации формаций, относящихся к различным крупным единицам ландшафтов (фаций). Вряд ли кто станет объединять ландшафт горных поднятий с ландшафтом наземных равнин, поскольку они резко обособляются друг от друга, или же сближать наземные ландшафты и подводные, или орогидрографические комплексы, которым соответствуют семейства формаций. Поэтому такие формационные единицы не следует объединять, а их перемежаемость надо называть ассоциацией формаций.

В частности, издавна противопоставляются друг другу наземные и морские формации. Следовательно, исходя из генетических позиций, нельзя объединять формации обоих типов в некую сложную единую «формацию», даже в том случае, когда они многократно перемежаются между собой (рис. 4), независимо от толщины наслоений, образуемых каждой из этих формаций в отдельных интервалах стратиграфической колонки.

Сложное переслаивание представляют, например, паралические угленосные толщи Донбасса и Воркутинского бассейна. В их разрезах выделяются многие десятки ритмических серий мощностью по несколько десятков метров, каждая из которых содержит образования как наземной молассовой формации, так и прибрежной шлировой.

Такой вывод, исходя из генетических установок при выделении формаций, является единственно приемлемым.

Вопреки этому некоторые исследователи возражают против обособления формаций, столь тонко чередующихся между собой, как это наблюдается в паралических толщах (см. рис. 4).

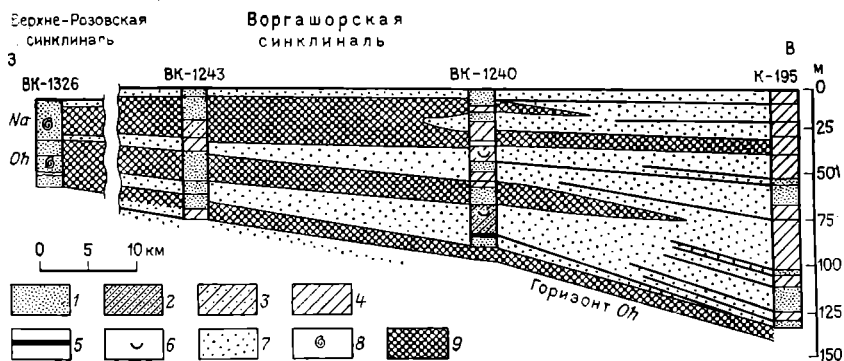


Рис. 4. Ритмическое переклинивание в паралической ассоциации континентальной молассовой и шлировой формациях. Литолого-фациальный профиль пермской толщи с фаунистическими горизонтами Oh, Na. По Г. Н. Дембской и Б. Л. Афанасьеву.

Молассовая формация: 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — крупнозернистые алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — угольные пласты, 6 — пресноводная фауна, 7 — нерасчлененные континентальные фации. Шлировая формация: 8 — морская фауна, 9 — морские фации — терригенные осадки

Очевидно, подобные сложно построенные толщи следует называть не формацией, а «ассоциацией» двух и более гетерогенных типов формаций.

Как же быть, если в изучаемом регионе многократно перемежаются однообразные по своему составу и легкоразличимые две или более формации, образующие их ассоциацию? Примером является уже упомянутая выше ассоциация наземной угленосной молассовой и шлировой формаций, которые многократно (не менее ста раз), отдельными пачками (по 10—20 м) перемежаются между собой в свите C_2^6 в Донбассе. Генетический подход, данные динамического анализа никак не позволяя объединить эти две формации в одну. Если поступить таким образом, тогда нужно выбросить разделение наземных и морских фаций, а следовательно, отбросить и все учение о фациях. Сколько же формаций нужно выделить в свите C_2^6 : двести или же две? Авторы считают, что в данном случае имеются только две формации.

Таким образом, пользуясь генетическими критериями, мы можем четко отделять друг от друга отдельные формации, а также устанавливать региональные ассоциации гетерогенных формаций, ритмические (циклические) ряды формаций и формационные ряды.

В рамках парагенетического направления, строго говоря, невозможно определить четкие границы между формационным типом геологических тел и надформационным, хотя некоторые из сторонников этого направления уже выделяют ассоциации формаций.

При парагенетическом подходе формации, их ассоциации, а также региональные ритмические серии и даже ярусы, этажи зем-

ной коры и отдельные земные оболочки — все они в равной мере представляют парагенезисы горных пород, совместно залегающих друг с другом.

Взаимоотношение между учением о формациях и региональной геологией

Между учением о формациях и региональной геологией при четком их разграничении друг от друга существуют тесные двусторонние взаимоотношения.

Давний опыт показывает, что первые приблизительные региональные стратиграфические и тектонические исследования могут проводиться без изучения формаций. Однако последующие региональные формационные исследования позволяют существенно детализировать и уточнять понимание как стратиграфии данного региона, путем использования литостратиграфических и ритмостратиграфических единиц, так и тектоники. При таком тектоническом исследовании формации используются в качестве наглядных показателей тектонической структуры и истории ее развития, включая применение «динамоформационного метода»: динамика осадков, направление сноса, области их накопления — тесно связаны с развитием тектонических поднятий и впадин.

Любой из подклассов формационных и надформационных единиц, отмеченных в табл. 2, и, соответственно, любое формационно обособленное сообщество пород или любая ассоциация формаций, может характеризовать определенную стадию историко-геологического развития региона. Следовательно, она может иметь в ней свою историко-геологическую «позицию» [23], иначе говоря, является «геогенерацией» (по Н. Б. Вассоевичу).

Очевидно, геогенерациями могут служить также ассоциации гетерогенных формаций, т. е. объекты регионального уровня. Поэтому учение о формациях нельзя приравнивать к учению о геогенерациях.

Глава 2

ИЗ ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОГО УЧЕНИЯ О ФОРМАЦИЯХ

Авторы отличают историю от историографии и согласны с Н. М. Страховым, что сущность истории науки заключается главным образом в прослеживании развития и дифференциации основных научных идей, а не в перечислении дат и имен исследователей, повторявших одни и те же истины.

Такие крупные тела, какими нередко являются формации, не могли не привлекать внимание исследователей на протяжении более чем двухвекового развития геологии. В течение длительной предыстории формационных исследований и происшедшего при

этом становления основных представлений о различных сторонах формаций первоначальное непосредственное эмпирическое восприятие формаций как вещественных тел все более дополнялось развивающимся генетическим их пониманием.

Главные этапы становления учения о формациях фактически совпадают с крупными этапами хозяйственной и общественной жизни, обычно следуя за крупными промышленными и социальными преобразованиями или революциями.

I этап — с древнейших времен до начала XVIII в.

Примитивное докапиталистическое хозяйство, с ограниченным потреблением минеральных ресурсов, за исключением каменного материала для строительства крупных сооружений, не могло предъявить серьезных требований к изучению формаций. Это была первоначальная недифференцированная эмпирическая фаза выявления формаций, как неких каменных масс, имеющих своеобразный, еще не разгаданный состав. Они не обособлялись тогда от пород, и вопрос о их происхождении в то время тем более еще не мог быть поставлен. Однако некоторые из таких масс пород уже в то время получили петрографические наименования, сохранившиеся до сих пор. Так, в далеком прошлом затерялось происхождение термина «базальт», от которого произошло название базальтовой формации: на абиссинском языке *basal* — это чугу́н, Древнеримский естествоиспытатель Плиний упоминает о порфире и офите (диабазе), которые и сейчас описываются в ряду формаций. Название гнейс происходит от славянского слова «гну́с»: так называли крепкую вязкую формацию еще в XVI—XVII вв. рудокопы, добывавшие полезные ископаемые в Центральной Европе.

II этап — с первой половины XVIII в. до конца XIX в.

С развитием крупного капиталистического хозяйства в Европе появились промышленные машины, первые паровые машины и домы. Резко возросла потребность в металле и каменном угле. С целью поисков руд и угля началось геологическое картирование. Примерно в это время внутри обособленных формационных тел стали различать отдельные слагающие их горные породы. Так началась вторая фаза в основном еще эмпирического изучения формаций — «протопарагенетическая», как мы ее теперь бы назвали. Однако уже в середине XIV в. проявились «зародыши» генетического подхода к формациям.

В начале второй половины XVIII в. М. В. Ломоносов обратил внимание на существование определенных сочетаний горных пород, выделил среди них угленосные и соленосные и связал их изучение с выявлением полезных ископаемых. Одновременно он дал первую генетическую интерпретацию угленосных сообществ пород, впервые доказав (с помощью микроскопа!), что угли возникли из

остатков растений, произраставших и скопившихся в болотах (т. е. в определенных фациях, в современном смысле).

Г. Фюксель использовал термин «горные серии» (*series montana*) для пород, образовавшихся в сходных условиях и в непосредственной близости, последовательно друг за другом. Такое определение соответствует генетическому пониманию формации, но в нем учитывается также сопряженность слагающих ее пород во времени и в разрезе.

Автор термина «формация» А. Вернер говорил о жильных формациях, различавшихся им по сложению и минеральному составу, а также о различных массивных формациях Западной Европы, которые он разделял по петрографическому составу и по положению в их стратиграфической последовательности, и всем им приписывал осадочное происхождение.

В XVIII и XIX вв. генезис формаций и слагающих их пород еще только начинал выясняться. Поэтому формации чаще всего устанавливались эмпирически, по совместному залеганию слагающих их пород в земной коре, хотя это не гарантировало возможности ошибочного объединения в них пород, совершенно чуждых друг другу.

Такое совместное залегание геологических тел, в частности минералов, выявляемое безотносительно к их генезису, В. М. Севергин в 1798 г. назвал «смежностью», а позднее, в 1849 г. Брейтгаупт определил как «парагенезис».

В течение II этапа был эмпирически выделен ряд характерных формаций: молассы, флиш, «горный известняк», траппы, граниты, габбро, грюнштейн (зеленые сланцы) и др. Издавна выявлялись также различные рудные формации (во Фрейберге и других районах).

Лишь постепенно на протяжении последующего двухсотлетия выявлялось различное происхождение пород, слагающих формации.

Начало фациально-палеогеографическому пониманию формаций положили французские и швейцарские геологи первой половины XIX в. А. Броньяр и Ж. Кювье различали девять генетически обособленных формаций. Фациальный смысл термину «формация» придал К. Прево и отчасти А. Грессли. Последний впервые применил термин «фация» для обозначения латеральных и вертикальных палеогеографических видоизменений юрских формаций в Альпах. А. Грессли, Н. А. Головкинский и И. Вальтер установили основные фациальные законы образования и размещения формаций. Э. Ренсье различал формации морские и пресноводные, вулканические и др.

В ходе двухвекового изучения формаций исследователи вскрывали и другие их стороны, важные в теоретическом и прикладном отношении.

Так, в XVIII в. и в течение большей части XIX в. в связи с потребностями развивавшейся геологической съемки формации изучались главным образом как объекты стратиграфии. За рубе-

жом — в США и некоторых других странах — формации и до сих пор выделяются как стратиграфические свиты, а «учение о формациях» оказывается синонимом исторической геологии.

II Международный геологический конгресс, состоявшийся в Болонье в 1881 г., постановил отделить от стратиграфических единиц формационные, сохранив за последними петрографическое и генетическое значение. Решения этого конгресса открыли перед исследователями возможности для самостоятельного изучения формаций [16], обособив их от стратиграфических объектов (свит, серий и т. д.), но одновременно обеднили содержание стратиграфии, лишив ее самостоятельных вещественных формационных объектов исследования (см. гл. 6).

III этап — с конца XIX в. до начала XX в.

В конце XIX — начале XX вв. было осознано значение формаций для познания тектоники. На VI сессии МГК в 1894 г. М. Бертран на примере истории Альп связал разделение «горных фаций или формаций» с различными стадиями тектонического развития страны. Он выделил в Альпах четыре стадии, которым отвечают четыре формации: 1) гнейсы, 2) «сланцевый флиш» (аспидная формация в современном смысле), 3) «грубый флиш» (отвечает собственно флишу) и 4) «пуддинги и молассы».

Л. Кобер отмечал связь флиша и моласс с определенными тектоническими зонами Альп, положив тем самым начало представлениям о структурно-формационных зонах (см. гл. 10).

Так, шаг за шагом выявлялись различные стороны формаций, все более подготавливая осознание формаций как многостороннего целого и признание необходимости развития целостного генетического их изучения.

К этому времени относится зарождение капитализма в России. С ростом промышленных потребностей резко увеличилась добыча руд и угля. Большая протяженность России и разнообразие ее геологического строения позволили гораздо глубже, чем в Западной Европе, подойти к региональным особенностям формаций, изменениям их состава и фаций, заложив тем самым фундамент широкого генетического их понимания. Развитие генетического учения о формациях происходило на фоне начавшегося общего движения передовой демократической и научной мысли.

Естественно-историческая школа В. В. Докучаева и зарождение генетического учения о формациях

Для отечественного естествознания особенно характерно обобщающее представление о природной среде, основы которого были заложены В. В. Докучаевым в конце XIX в. Он впервые показал, на примере почвенных формаций, что определяющую роль в их образовании играет окружающая физико-географическая среда, представляющая результат взаимодействия всех природных усло-

вий — почвы и ее предыстории, орографии и гидрографии, климата, растительного и животного мира. Таким образом он пришел к стихийно-диалектическому пониманию природы, отражающему всеобщую связь и взаимодействие всех природных явлений.

В. В. Докучаев обосновал также Мировой закон зональности природы. Этот закон объясняет закономерную зональную дифференциацию природы на отдельные тела, что в частности характеризует последовательную смену разных фаций и формаций (например, разных типов почв в пространстве и во времени).

Идеи В. В. Докучаева были развиты его выдающимися учениками — Л. С. Бергом, В. И. Вернадским, Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и др., использовавшими генетический подход в понимании природы.

Л. С. Берг занимался разработкой учения о физико-географических зонах и ландшафтах (аспектах). Единицы современных и ископаемых физико-географических ландшафтов получили название фаций у Д. В. Наливкина. Последний развил учение об осадочных фациях и выделил отвечающие им морские, лагунные и континентальные осадочные формации.

В. И. Вернадский развил представления В. В. Докучаева о всеобщей связи природных явлений. Он распространил естественно-исторические идеи на понимание минералогии и геохимии. В. И. Вернадский считал, что геохимия изучает историю химических элементов земной коры, их распределение и движение в пространстве — времени, их генетические на нашей планете соотношения, и связал развитие минералогических и геохимических процессов с развитием геосфер и земных оболочек. Этим определяется также физико-географическая и глубинная фациальная зональность формаций и горных пород.

Генетическое учение о формациях имеет богатые и давние естественно-исторические традиции, основанные на достижениях передового отечественного естествознания.

Предпосылки для развития учения о формациях в современном генетическом их понимании были заложены в 1888 г. Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом. Понятие о петрографической формации было им введено при изучении диабазовых пород Олонецкой губернии. Термин «петрографическая формация» означал совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-либо магмы, т. е. совокупность пород, непосредственно из нее возникших, контактных ее действий, продуктов дифференциации, плавления и ассимиляции пегматитовых жил (например, гранитовая формация, габбро-пегматит-пироксенитовая формация и т. д.). Ф. Ю. Левинсон-Лессинг уделил много внимания рассмотрению кардинальной проблемы петрогенезиса магматических формаций, а именно установлению родоначальных магм — кислой (гранитной) и основной (базальтовой, диабазовой), позднее также ультрабазитовой, из которых все они возникли; отмечал роль фациальных условий, различая эффузивные, жильные и интрузивные породы и формации. Он считал, что те породы, которые группируются около какого-ни-

будь интрузивного массива или вулканического центра, генетически с ним связаны, образуют «топографические сообщества»*.

Он отчетливо представлял, что каждая петрографическая формация, сложенная горными породами, входит в состав той или иной петрографической провинции (региона). Ф. Ю. Левинсон-Лессинг учитывал также региональные историко-геологические особенности магматических петрографических формаций. Он считал [17], что они представляют также «стратиграфическую совокупность» или «петрографически-стратиграфические комплексы» и следовательно должны отмечаться в стратиграфических колонках (как и поступают сейчас все исследователи).

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг впервые ввел термин «магма-тектоника», уделив тектонике соответствующее место в понимании развития формаций в каждом регионе. В связи с этим им различались как всеобщие «мировые» типы формаций, так и их местные «областные» аналоги, т. е. «областные типы».

Таким образом, основные принципы генетического учения о формациях, установленные Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, нашли позднее свое отражение в понимании не только магматических формаций, но также всех иных петрогенетических групп, развиваемом авторами.

IV этап — с 1917 г. по настоящее время

Ко времени Великой Октябрьской социалистической революции разрозненно, по частям были выявлены разные стороны формаций. Оставалось объединить их изучение в рамках единой научной дисциплины. С началом развития комплексного социалистического народного хозяйства связано и возникновение комплексного генетического учения о формациях.

Все возрастающие потребности хозяйства нашей страны в выявлении полезных ископаемых потребовали резко повысить эффективность геологической науки, обеспечив комплексное ее развитие. В этих условиях стало неизбежным возникновение новой широкой геологической дисциплины, которая базировалась бы на законах развития вещественных петрографо-формационных тел нашей планеты, включая полезные ископаемые, но не чуждающейся также вопросов развития окружающих регионов и их структур.

Так в 30-х годах возникло комплексное учение о формациях. Оно развивалось почти одновременно в пяти научных центрах и вобрало в себя все развившиеся ранее, наиболее передовые научные установки и в первую очередь основанные на генетическом подходе, позволяющем понять развитие окружающей среды и ве-

* Введенные в науку Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом генетически обусловленные формационные «топографические сообщества» горных пород А. Н. Заварицкий в 1926 г. впервые предложил именовать «парагенезисом». Позднее этот термин был положен Н. С. Шатским в основу эмпирического парагенетического понимания формаций, противопоставленного ранее сформировавшемуся генетическому.

щества формаций, его дифференциацию на отдельные горные породы, включая полезные ископаемые.

1. Главный центр находился в Ленинграде, где все более крепла генетическая школа магматистов-формационистов (В. П. Лодочников, П. И. Лебедев, Б. М. Куплетский, В. А. Николаев, М. А. Усов и др.), заложенная Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и распространившая свое влияние на другие наши центры петрографической науки. Аналогичные направления начали складываться и за рубежом (В. М. Гольдшмидт, Тиррель и др.).

2. Другой центр находился также в Ленинграде и был основан Д. В. Наливкиным. Здесь развилось обоснованное им учение о фациях — основа для понимания среды образования осадочных формаций, особенно детализированное ленинградской школой геологов-угольщиков (В. В. Мокринский, Ю. А. Жемчужников, Е. П. Брунс, В. С. Яблоков и др.) на примере угленосных «толщ» (формаций), распространенных по всему Советскому Союзу.

Так было положено начало палеогеографическому изучению формаций, развивавшемуся также в Ленинграде Ю. А. Жемчужниковым, в Москве — Н. М. Страховым и в Средней Азии — В. И. Поповым и их учениками.

3. Западносибирский центр (г. Томск) возглавил М. А. Усов. Им была написана в 1936 г. первая крупная регионально-формационная монография, посвященная Западной Сибири. В ней выделялись 54 генетико-стратиграфические формации, разделенные региональными несогласиями. Формации понимались как своеобразные памятники тектонического развития земной коры, разграниченные тектоническими фазами. М. А. Усов, начиная с 1929 г., опубликовал ряд работ, посвященных магматическим фациям и формациям. Их изучение развил Ю. А. Кузнецов [14, 15].

Благодаря авторитету М. А. Усова в Западной Сибири, в те же годы здесь возник первый крупный коллектив производственников-формационистов (М. К. Коровин, Л. Л. Халфин, Г. А. Поспелов, Г. В. Пинус и др.).

4. Кавказский центр (г. Баку) возглавлял Н. Б. Вассоевич, который ввел понятие о «геогенерации» как сочетании пород, отвечающих определенной тектонической стадии. В исследованиях мелового флиша Кавказа он заложил фундаментальные основы ритмостратиграфического метода в учении о формациях. Эти исследования явились образцом для ряда других формационных работ в разных районах СССР. На Кавказе изучали формации В. Е. Ханн, В. В. Белоусов, О. С. Вялов и др.

5. Среднеазиатский формационный центр (г. Ташкент) возглавил В. И. Попов. Этим центром были приняты за основу генетические установки Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, фациальные Д. В. Наливкина, а также впервые выполнены регионально-формационные обобщения по Дарвазскому хребту, Западному Тянь-Шаню и Памиру. Уже в первых работах была дана генетическая классификация осадочных, магматических, пневматогидротермальных и метаморфических формаций, увязываемых с определенными стадиями

необратимого развития земной коры, а также был применен принцип структурно-формационного районирования, получивший позднее широкое распространение в Средней Азии и за ее пределами.

В формационно-металлогеническом направлении работали Б. Н. Наследов, Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев, Р. Б. Баратов, К. Л. Бабаев, Е. М. Головин, А. А. Малахов и др.

Уже в 40-х годах в Ташкенте были организованы первые академические формационные отделы, а также первая кафедра литологии осадочных формаций с проблемной лабораторией при Ташкентском государственном университете. Здесь разрабатывался, начиная с 1947 г., динамический принцип фациального анализа. В этих организациях помимо авторов работают Е. Л. Абрамович, Н. И. Гриднев, С. Д. Макарова, А. А. Филиппов, В. И. Троицкий, И. В. Плещенко, В. М. Панин, В. А. Бабадаглы, А. С. Теленков, Д. И. Хусанбаев, И. Д. Капустянский и многие другие литологи-формационисты.

В итоге работ всех этих центров были достигнуты значительные успехи в деле всестороннего изучения различных типов магматических формаций и в развитии учения о петрографических (точнее магматических — В. П.) формациях, как назвал его Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. При этом были выделены и описаны многие типы магматических формаций*.

Новейшие эмпирические (парагенетические) представления о формациях

В течение последних десятилетий в нашей стране в условиях общего признания диалектического метода исследования наблюдалась повторная вспышка эмпирических представлений о формациях, казалось бы, давно изживших себя в XVIII и XIX вв.

По-видимому, это можно объяснить возрастающими потребностями народного хозяйства в минеральном сырье, в связи с чем исследования формации стали развиваться гораздо более быстрыми темпами.

Появление парагенетического направления впервые было отмечено Н. С. Шатским на Всесоюзном тектоническом совещании в 1939 г. Его заслугой является то, что он, вслед за М. А. Усовым, сумел повторно возбудить среди геологов Советского Союза широкий интерес к изучению формаций и связал последнее с познанием полезных ископаемых.

Н. С. Шатский и его последователи эмпирическое парагенетическое направление (в методическом отношении) резко противопоставили генетическому. В 1955 г. он писал: «Виды формаций, так же, как и само существование формаций как определенных

* Однако позднее они в ряде случаев назывались им также комплексами. Из-за этой терминологической несогласованности бесспорный приоритет Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в области исследований оказался завуалированным, к сожалению, долгое время оставался малоизвестным.

сообществ горных пород, устанавливаются эмпирически». По мнению Н. П. Хераскова [48], выделение парагенезов основано прежде всего на эмпирических наблюдениях совместного нахождения, хотя и помогает установлению генезиса. При этом он считал генезис чем-то неопределенным и скептически отзывался о возможности установления происхождения формаций и слагающих их горных пород.

Отсутствие четких генетических критериев выделения формаций приводит к тому, что они излишне дробятся. Любое сочетание любых совместно залегающих горных пород может считаться отдельной формацией. По теоретическим математическим подсчетам В. И. Драгунова, из известных горных пород можно образовать свыше 9 млн. 200 тыс. формациеподобных сочетаний, которые он выделяет под названием парагенераций.

По мнению Н. М. Страхова и авторов, развиваемый Н. С. Шатским и его последователями в вопросе о формациях чисто эмпирический подход не может являться основой успешной исследовательской работы, она может развиваться лишь на базе четкого генетического понимания парагенезиса и последовательного фациально-генетического подхода к выделению и изучению формаций.

В. В. Белоусов и В. Е. Хаин также скептически отзывались о возможностях парагенетического направления. В. В. Белоусов считал, что невозможно одобрить некоторые тенденции, наметившиеся в изучении формаций. Одна из них — это морфологическая тенденция. Так, например, Н. П. Херасков определяет формацию как комплекс пород, связанных между собой только местоположением в разрезе, и призывает к чисто внешнему изучению состава и распределения формаций.

Развернутая методологическая критика эмпирического морфологического парагенетического определения формаций, данного Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым, была изложена Н. Б. Вассоевичем в 1980 г.

На формационном совещании в 1968 г. в Ленинграде по предложению В. И. Драгунова сторонниками парагенетического направления было принято компромиссное решение: на первом этапе выделение формаций производится на парагенетической основе, на втором — выясняется их генезис: генетический подход допускается только после того, как формации уже установлены и, следовательно, не может повлиять на их выделение.

По мнению Д. В. Рундквиста, объективное выделение формаций, так же как минералов и горных пород, может быть только на структурно-вещественном принципе, а их группировки, классификации должны отражать условия образования как формационные, так и фациальные. В этой формулировке парагенезис пород не выдвигается на первый план.

Представитель генетического направления Е. К. Устиев [45] на бакинском петрографическом совещании в 1969 г. предложил различать: 1) парагенезис как сонахождение (первоначальная установка парагенетического направления); 2) парагенезис

как сопроисхождение (первоначальная установка Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, позднее Ю. А. Кузнецова и некоторых других представителей генетического направления).

Таким образом, мы видим, что на практике парагенетическое направление не представляет нечто единое, а объединяет сейчас весьма различные представления о формациях и об их выделении и классификации. Вместе с тем анализ публикаций по формационным исследованиям, формально проводившимся под флагом парагенетических установок, показывает, что они с течением времени все более пополняются генетическими выводами.

Развитие генетического учения о формациях

Принципиальные представления о формациях как генетически обусловленных целостных геологических телах были высказаны и развиты Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и его школой в ряде работ, опубликованных в начале XX в. В докладе на I Всесоюзном тектоническом совещании в 1939 г. В. И. Попов обосновал необходимость развития учения о формациях, как самостоятельной группе геологических тел, находящихся в иерархической системе таких тел между породами и регионами.

Позднее В. Е. Хаин писал о необходимости развития учения о фациях и формациях. Однако авторы не видят необходимости отдельно упоминать о фациях в названии излагаемой далее науки; фации — это разновидности среды образования формаций и потому неизбежно включаются в изучение последних.

Так, наряду с геохимией, радиогеологией, учением о фациях советские геологи впервые обосновали также учение о формациях. Это достижение нашей науки зафиксировано в решениях ряда всесоюзных формационных, петрографических и литологических совещаний.

После XVII сессии МГК все более расширялись генетические формационные исследования в ранее возникших центрах страны. Широкое развитие получила школа Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (Ю. А. Билибин, Ю. А. Кузнецов, В. С. Коптев-Дворников, Е. К. Устиев, Г. Д. Афанасьев и др.).

Метаморфическим формациям посвящены работы Б. Я. Хоревой, Н. Л. Добрецова и др.

Палеогеографическое направление развивалось в работах Л. Б. Рухина, Ю. А. Жемчужникова, В. С. Яблокова, В. Т. Фролова, А. И. Конюхова, П. П. Тимофеева, П. Л. Безрукова, И. О. Мурдмаа и др.

Это генетическое направление обсуждалось на ряде семинаров, проведенных под руководством Н. Б. Вассоевича в МГУ в конце 70-х и в начале 80-х годов.

Е. К. Устиев [45] отметил, что в то время, как большая часть петрографов и геологов регионального направления развивает генетическое направление, значительная часть последних и часть петрографов придерживается парагенетического направления.

В последние годы чаша весов неизбежно и все более склоняется в сторону признания генетического понимания формаций.

М. С. Дюфур отметил, что, вопреки стремлениям Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, в изучении формаций сейчас доминирует генетический подход, однако при этом иногда отстает изучение вещественного состава отдельных типов формаций.

Совещание по формациям, проведенное в 1980 г. в Москве под эгидой Межведомственного литологического комитета, еще более укрепило позиции генетического направления в учении о формациях.

Глава 3

О ПРИКЛАДНОМ ЗНАЧЕНИИ ГЕНЕТИЧЕСКОГО УЧЕНИЯ О ФОРМАЦИЯХ

Генетический подход к изучению формаций имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

Формационные исследования получили особенно широкое применение при изучении полезных ископаемых и, пока в меньшей мере, также при решении вопросов гидрогеологии и инженерной геологии.

Генетический подход при изучении месторождений

Традиционный для отечественной геологической науки генетический подход, а не эмпирический описательный, наиболее пригоден для выявления месторождений полезных ископаемых.

Об этом очень хорошо сказал К. И. Богданович, автор известной двухтомной монографии «Рудные месторождения»: «Если бы мы ограничились рассмотрением только формы и вещественного состава, т. е. стали бы рассматривать месторождение как тело самостоятельное, независимое от окружающих его пород, то учение о рудных месторождениях можно было бы считать за часть горного искусства. Мы же, наоборот, ставим теперь главным объектом этого учения геологические условия и способ образования месторождения, принимая его форму и вещественный состав за функцию первых двух. От правильного объяснения генезиса месторождения может зависеть и направление разведочных работ. Конечно, путем эмпирическим, т. е. системой сложных разведок, можно получить результаты близкие, но руководящие указания для разработки месторождения можно получить только путем научного исследования месторождения». Он иллюстрировал это заключение многими примерами, включая безрезультатные неправильные разведки древних золотоносных россыпей, не учитывавшие их фациальные условия — динамику отложившихся их речных потоков и, в частности, направления течения.

Генетические установки в отношении понимания полезных ископаемых развивались и другими ведущими представителями старших поколений отечественных геологов. Восприняты они также многими современными учеными.

Выявление генезиса — происхождения и способа образования полезных ископаемых — одна из главных проблем, решаемых наукой. Генезис в большинстве случаев является ведущим фактором, обуславливающим территориальную приуроченность ископаемого к определенным структурно-тектоническим регионам. Генезис, как правило, определяет специфику качества, форму и условия залегания полезного ископаемого, размеры и представительность запасов, т. е. в совокупности дает возможность судить о предполагаемой промышленной ценности месторождения. Таким образом, правильное определение генезиса полезного ископаемого дает в руки геолога теоретическую основу для прогноза, а также успешного проведения поисковых и разведочных работ.

Отдельные генетические типы формаций нередко характеризуются наличием залежей полезных ископаемых.

Для того чтобы использовать при выявлении полезных ископаемых их связь с отдельными формациями, недостаточно опираться только на петрографический состав формаций, т. е. на парагенезис встречающихся в них горных пород. Внешний петрографический облик формаций часто бывает обманчив и не всегда характеризует происхождение и их возможности в отношении содержащихся в них полезных ископаемых. Формации, сходные по петрографическому составу или же по окраске пород (например, выделявшиеся иногда «красноцветные» или же «сероцветные»), могут иметь разное происхождение и в таких случаях, как правило, обладают более или менее различными наборами полезных ископаемых.

Примером служат терригенные формации наземные или молассовые, с одной стороны, и прибрежные или шлировые, с другой. В молассовых формациях образуются месторождения угля, так как он возникает из болотных торфяников. Поэтому они практически отсутствуют в шлировых. Зато в последних откладываются россыпи циркона и других устойчивых твердых минералов, поскольку они накапливаются в результате длительной механической обработки осадков, обремененной периодической двусторонней деятельностью волн. Такие условия отсутствуют при образовании моласс.

Состав полезных ископаемых наглядно изменяется также в разных динамических фациальных поясах и фациальных зонах одних и тех же формаций.

Разделение сингенетических и эпигенетических месторождений

Из общего генетического подхода к изучению месторождений вытекают также развитые К. И. Богдановичем и другими геологами представления о сингенетических и эпигенетических процессах образования полезных ископаемых и других горных пород, слагаю-

щих формации. Разделение сингенетических и эпигенетических полезных ископаемых непосредственно отражает их генезис и играет важнейшую роль при прогнозах, поисках и разведках.

Большинством советских геологов принято, что сингенетические руды образуют одновременно с вмещающими их породами, а эпигенетические привнесены в последние позднее. Так, например, в элювиальных россыпях руды и вмещающие породы сингенетичны. В других же случаях, например в осадочных месторождениях гидросиликатов никеля в коре выветривания на ультраосновных породах, руды эпигенетичны относительно вмещающих пород.

К. И. Богданович, кроме сингенетических и эпигенетических руд, признавал существование еще третьего их типа (позднее, по предложению В. И. Попова, назван сингенетично-эпигенетическим), в котором металлические вещества, первоначально рассеянные в массе породы, могут быть сконцентрированы в месторождениях. При этом непромышленные первоначальные содержания полезных компонентов, имевшиеся в горных породах, могут вследствие наложенных эпигенетических процессов перейти в кондиционные. В других же случаях такие процессы могут, напротив, разубоживать месторождения.

Из истории генетических формационных исследований полезных ископаемых

Зарождение учения о формациях, его оформление, осуществлявшееся в середине 30-х годов, и его дальнейшее развитие тесно связаны с познанием полезных ископаемых. Учение о формациях неизменно приносит существенную помощь при прогнозах, поисках, разведках месторождений и одновременно черпает новые данные из результатов этих исследований.

Использование формационных идей для прогнозов и поисков полезных ископаемых вошло в практику геологических работ уже с 30-х годов в ряде научных центров, развивавших генетическое учение о формациях.

ВСЕГЕИ продолжает изучение формаций (комплексов), начатое Ю. А. Билибиным, и положил формационное направление в основу прогнозов полезных ископаемых на всей территории СССР. На этих прогнозах строится работа ряда других ведущих геологических учреждений СССР.

Изучение осадочных формаций уже стало основой для прогноза залежей ископаемых углей (Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, П. П. Тимофеев, В. И. Троицкий и др.), нефти и газа (А. А. Бакиров, А. Г. Бабаев), их литологических залежей (С. Д. Макарова, А. С. Теленков, М. Э. Эгамбердыев), а также солей (А. А. Иванов, Н. П. Петров), полиметаллов (У. Асаналиев, И. В. Плещенко, В. М. Панин), рудоносных медистых и иных песчаников (В. М. Попов, В. И. Попов, А. И. Отрешко, Л. Ф. Наркелюн, Л. Д. Шпора, И. П. Дружинин), фосфоритов (А. Л. Яншин, В. С. Бойко и др.),

бокситов (В. Ю. Запрометов, В. И. Попов и др.), различных типов глин (Б. И. Юсман) и т. д.

На этой основе в Ташкентском государственном университете разработана с 50-х годов, проверенная на практике, методика средне- и крупномасштабного литолого-геохимического прогнозирования экзогенных полезных ископаемых, базирующаяся на генетическом формационном анализе (см. гл. 5).

Эта же методика рекомендована в решениях состоявшихся в Ташкенте в 1982 г. Среднеазиатского литолого-геохимического совещания и в 1979 г. в Полтаве Совещания по исследованиям неструктурных залежей нефти и газа на Украине и в Белоруссии.

В 50-х годах по инициативе Н. С. Шатского в АН СССР была организована Всесоюзная комиссия по изучению формационных закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре, с участием представителей генетического направления.

В 1978—1981 гг. в МГУ под руководством Н. Б. Вассоевича были проведены семинары по генетическому изучению формаций и осадочных бассейнов, в связи с выявлением залежей нефти и газа.

Учение о формациях, наряду с геохимией и геофизикой, является теперь основой работ по прогнозам и поискам твердых и нерудных полезных ископаемых, а также нефти и газа, подземных вод. Такие работы с успехом развернулись в Сибири, Казахстане, Средней Азии, на Украине, Кавказе.

Применение учения о формациях в гидрогеологии, инженерной геологии и геофизике

В области гидрогеологии и инженерной геологии прикладные направления в развитии учения о формациях только начинают разветвляться.

Работами В. А. Гейнца, М. Х. Година и Д. И. Хусанбаева доказана связь водоносных горизонтов преимущественно с начальными элементами ритмических серий, где концентрируются обломочные осадки. Такие горизонты можно выявлять с помощью специальной методики (см. гл. 6). Эта связь выявляется даже при линзообразном залегании водоносных осадков. Контуры водоносных площадей хорошо отбиваются на динамических палеофациальных картах, составляемых для начальных горизонтов ритмических серий.

Разделение горизонтов пресных и соленых вод зависит, с одной стороны, от сингенетических условий накопления осадочных формаций: в морских отложениях первичные воды соленые, в наземных отложениях незасоленных ландшафтных зон воды пресные. С другой стороны, зависит от эпигенетических условий. При эпигенетических процессах иногда может произойти опреснение ранее засоленных водных горизонтов вследствие нисходящей пластовой инфильтрации дождевых и талых вод. В других случаях горизонты пресных подземных вод, погруженные под новые наслоения осадков, обычно с течением времени засоляются за счет об-

менных реакций с вмещающими породами, концентрация солей в них возрастает и бикарбонатные воды переходят в сульфатные, а затем в хлоридные. Это вторичное засоление вод бывает связано также с проникновением восходящих нефтяных или рифтовых вод.

Формационный анализ в инженерной геологии и гидрогеологии использован И. В. Поповым в 1956—1959 гг. и Г. В. Полуниным в 1977—1983 гг. при инженерно-геологическом районировании территории о-ва Сахалин. Здесь применялся динамический принцип фациального анализа.

Генетико-формационные работы помогают при расшифровке результатов геофизических работ. Геофизиками проделана большая работа в области расшифровки каротажных диаграмм, а также данных глубинного сейсмического зондирования. В обоих случаях ключом к интерпретации данных этих геофизических исследований, полученных по заданию нефтеразведок, явился ритмо-стратиграфический метод.

Глава 4

МОРФОЛОГИЯ ФОРМАЦИЙ

Определение структуры и морфологии формаций

Морфология формаций является разделом учения о формациях, в котором изучаются формационные структуры. Эти структуры отражают особенности, характеризующие размеры, форму, распределение и ориентировку ареалов формаций, формационных залежей слагающих пород, а также их контакты (границные поверхности).

Все формационные структуры характеризуют количественные особенности формаций и потому, в конечном счете, могли бы быть описаны в системе пространственных координат. Однако обычно для их описания достаточно словесных характеристик.

Формационные структуры отражают пространственную генетическую сопряженность горных пород, а также слагаемых ими формационных залежей и сочетания последних в пространственном ареале образуемой ими формации.

Пространственная сопряженность этих тел лишь в некоторых случаях является парагенетической, т. е. характеризуется тесной сближенностью пород. Это свидетельствует о том, что парагенетический подход является, по сути дела, морфологическим, описательным и не может обеспечить не только определение и разделение формаций, но даже их морфологию, так как учитывает только одну из существующих форм сочетания пород в отдельных формациях.

Образование любых формационных структур всегда определяется генезисом формаций. Поэтому, несмотря на то, что у разных петрогенетических групп формаций имеются некоторые общие

Основные геометрические типы	В магматических формациях	В пневматолито-гидротермальных формациях	В осадочных формациях	В метаморфических формациях
Изометрические	Массивы (батолиты, штоки) Купола, лакколлиты, хонолиты	Рудные штоки Купола	Массивы (соляные, биогермы, рифы)	Массивы Будины
	Сателлиты, вулканы, конусы	Чечевицы, карманы и гнезда		
	Штокверки	Лестничные жилы	Сетчатые жилки	Штокверки
	Шлиры	Секреции		
	Миаролитовые пустоты	Миндалины и жеоды		
	Включения и вкрапленники			
Вытянутые: по вертикали	Бисмалиты, этмолиты, диатремы, трубки взрыва, некки (жерловины) Кольцевые и конические дайки Валы интрузивные, ленточные интрузии, эффузивные тафrolиты, руслообразные потоки	Рудные столбы Столбчатые жилы, трубчатые (кольцевые) жилы Рудные струи Рудные ленты	Цилиндрические «трубообразные» тела, соляные цилиндры; в пещерах — сталактиты, сталагмиты Гребни, валы Шнурковые рукавообразные залежи	? ?
и наклонные (столбообразные), по горизонтали (руслообразные)				
Уплощенные: вертикальные и наклонные (жилообразные), горизонтальные (пластообразные)	Дайки, жилы, апофизы акмолиты Корки Гарполиты, акмолиты (частично) Факолиты, корытообразные интрузии (дополиты) Силлы, щиты Покровы (потоки, прослои)	Пласты Возгоны, налеты Пологие жилы	Нептунические дайки, жилы Корки Клинья Корытообразные залежи Пласты, линзы, биостромы Плиты	? Седлообразные залежи Корытообразные

морфологические особенности (систематизируемые ниже), каждая группа обладает вдобавок и некоторыми специфическими чертами, характеризующими свойственные им формационные структуры (табл. 3).

Так, например, у осадочных эффузивных формаций преобладает пластообразная или вытянутая линзообразная форма их залежей, хотя у них иногда наблюдается также лентообразная (заполнение русел, промоины в осадках донных течений) или неправильная массивная (рифовые биогермы).

У магматических интрузивных формаций преобладает неправильная форма формационных залежей и дайкообразная, хотя иногда наблюдаются пластообразная (например, силлы, лополиты или же залежи, подчиненные зонам смятия) и трубчатая.

У пневматолито-гидротермальных формаций преобладает жильная или сложно разветвленная форма залегания, а также встречается неправильная (в метасоматических залежах).

В формах залегания метаморфических формаций унаследованы морфологические особенности исходных магматических и осадочных формаций, но они сильно нарушены гораздо более сложными сингенетическими и наложенными тектоническими деформациями.

Генезисом формаций определяются способы сочетания формационных залежей друг с другом, а также слагающих их тел горных пород. Такие тела можно назвать «петросомами», так как не имеется иного обозначающего термина*.

Формационные и тектонические структуры

Своим происхождением формационные структуры обязаны образованию самой формации. Поэтому их следует отличать от тектонических структур, возникновение которых связано с механическими дислокациями формаций, произошедшими совместно с вмещающими их участками земной коры.

Изучение тектонических структур не является объектом учения о формациях. Однако они должны в нем учитываться, так как согласно выводам Д. В. Наливкина, Н. С. Шатского и авторов, тектонические структуры развиваются непрерывно [21, 23], хотя и неравномерно, и потому между формационными и тектоническими структурами существуют определенные соотношения. На них следует остановиться.

Во-первых, особенно важную роль при изучении формаций играют результаты сингенетических («конформационных») тектонических деформаций. Такие деформации, вследствие их непрерывности, проявлялись еще в течение того же возрастного интервала, в котором началось и завершилось образование интересующей нас

* Термин «петросома» происходит от двух корней: петрос — камень и сома — тело.

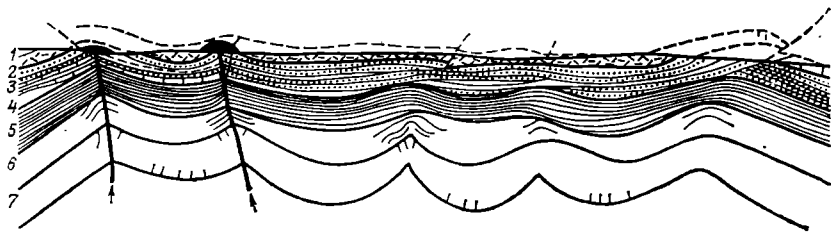


Рис. 5. Конседиментационная псевдодиапировая складчатость кайнозойских моласс Апшеронского полуострова с перекатом осей складок от гор к морю. По В. А. Горину:

1 — апшеронский ярус; 2 — акчагыльский ярус; 3 — продуктивная толща; 4 — понтический ярус; 5 — диатомовые слои, спиралисовые, майкопские; 6 — свиты (коун, сумгаит, ильхидлаг, юнусдаг); 7 — меловые отложения; черное — выносы грязевых вулканов

формации. Поэтому они отразились в ее морфологии, повлияли на формы залегания слагающих пород и формационных залежей.

Конформационные тектонические структуры также проявляются различным образом, в зависимости от генезиса сингенетических с ними формаций, и соответственно видоизменяют их формационные структуры. На формационные структуры в осадочных формациях воздействуют так называемые «конседиментационные» тектонические движения (одновременные с накоплением осадков, рис. 5) и «конденудационные» (одновременные с развитием денудации).

Они выражаются в изменениях мощности этих формаций, возникающих в зависимости от распределения: 1) антиклиналей и синклиналей, а также 2) поднимающихся и спускающихся участков, разделенных флексурами или разрывами. Иногда при этом видоизменяются также фациальные и петрографические особенности формаций.

А. Г. Бетехтин в 1937 г. рассмотрел влияние конседиментационных тектонических движений на развитие марганцеворудных залежей, их фаций и мощностей вмещающей майкопской формации в Чиатурском месторождении.

Конформационные структуры в магматических формациях могут называться «конмагматическими», в частности «конэффузивными» (например, развивающиеся в вулканогенных «мульдах проседания», по В. А. Арапову, или же «конинтрузивными» (например, возникающие в лакколитах, внедряющихся одновременно со складчатостью окружающих их осадочных толщ и в кольцевых дайках).

В пневматолито-гидротермальных формациях могут выделяться сингенетические с ними «конгидротермальные» структуры (например, возникающие в тех случаях, когда трещины неоднократно приоткрывались при движении пневматолито-гидротермальных растворов).

В структурах метаморфических формаций особенно резко проявляются длительно развивающиеся тектонические движения, которые можно назвать «конметаморфическими». Для того, чтобы выявить первичные структуры метаморфизованных формаций, не-

обходимо как бы снять влияние многократно проявившихся в них тектонических движений.

В сущности, так же приходится поступать при изучении формационных структур почти во всех случаях, за исключением самых молодых формаций, которые еще не успели испытать влияния тектонических деформаций, непрерывно продолжающихся в земной коре.

Следовательно, при рассмотрении формационных структур не всегда можно полностью отвлечься от структур тектонических.

Во-вторых, на формационные структуры влияет также развитие наложенных, более поздних (эпигенетических) тектонических структур.

Первичные и вторичные формационные залежи

Одной из самых важных задач является разделение первичных формационных залежей и вторичных.

Первичные формационные залежи образуются формационными процессами, развивающимися еще до наложения эпигенетических деформаций, а также при участии сингенетических тектонических движений.

Вторичные формационные залежи возникают из первичных при наложении на них последующих тектонических процессов, проявляющихся после окончания образования данной формации и нередко дополняющихся неравномерной денудацией. Тем и другим может вызываться разделение первичных формационных залежей на разобщенно залегающие вторичные. Последние фиксируются, например, в разных крыльях антиклинали, у оси которой денудация уничтожила отдельные части единой некогда формационной залежи.

Поэтому, изучая формационные структуры, всегда необходимо учитывать также тектонические структуры, изучаемые с помощью методов тектоники.

Надо отметить, что, в свою очередь, изучение формационных структур существенно помогает понять непрерывное развитие одновременных с ними или же наложенных тектонических структур.

Главные формационные структуры

Перейдем к классификации формационных структур и к сжатой систематической их характеристике. Рассмотрим особенности их проявления в первичных формационных залежах. Такие же особенности можно вскрыть во вторичных залежах, но там они усложнены наложением эпигенетических тектонических и денудационных процессов.

Формационные структуры делятся на внешние и внутренние.

Первые охватывают все морфологические особенности отдельных формационных залежей, а также формации в целом: их кон-

такты, сочетания, размеры, форму, ориентировку и размещение в земной коре.

Вторые — все аналогичные морфологические особенности, но проявляющиеся в морфологии тел (петросом), образованных отдельными горными породами, залегающими внутри формационных залежей.

I. Контакты формационных залежей почти всегда резкие, так как подчиняются закону непрерывно-прерывистого развития формаций (см. гл. 5).

Контакты между отдельными горными породами внутри формационных залежей могут быть резкими, если породы обособились друг от друга в результате контрастной дифференциации, или же постепенными, если породы возникли в ходе эволюционной дифференциации.

Форма контактов формационных залежей и границ между отдельными породами может быть разнообразной: простая (у жил, силлов, даек) или сложная (у ветвящихся заполнений промоин и штокверков), плоская или волнистая, выпуклая (у интрузий, рифовых массивов) или же вогнутая, ровная или неровная, гладкая или зубчатая, отчетливая или, изредка, неотчетливая и т. д.

II. Сочетания формационных залежей, а также пород внутри последних в отдельных формациях делятся на два типа: 1) однозалежные формации (редко встречаются) и 2) многозалежные (резко преобладают).

Многозалежные формации распадаются на три подтипа:

а) разобщенные формационные залежи: рассредоточенные (удалены друг от друга на расстоянии, которое превышает длину отдельных залежей) и сосредоточенные (сближены друг с другом на меньшем расстоянии, чем их длина). Иногда в одном и том же ареале формации можно наблюдать как сосредоточенные залежи, обычно связанные с его центром, так и рассредоточенные, находящиеся по его краям (см. рис. 1);

б) перемежающиеся формационные залежи разных формаций: вклинивающиеся друг в друга (например, в паралических ассоциациях формаций);

в) наложенные формационные залежи: перекрещивающиеся (например, возникшие при наложении зон метаморфизма, а также зон эпигенетических процессов на сингенетические зоны), прорезывающие друг друга (образование апофиз и жил) и даже пронизывающие (в результате образования сложных жил, штокверков, метасоматического замещения первичных формаций наложенными эпигенетическими вторичными).

Сочетания горных пород внутри формационных залежей могут быть описаны подобным же образом. При этом различаются также два типа: 1) однопородные формации и 2) многопородные.

Последние особенно разнообразны с морфологической точки зрения и представлены четырьмя подтипами:

а) совместные, или «парагенетические», сочетания горных пород, генетически связанных друг с другом. Они образованы тесно

сближенными и соприкасающимися горными породами, залегающими в пределах отдельных формационных залежей. Только исключительно на них обращали внимание сторонники парагенетического понимания формаций. При этом они, как правило, односторонне излагали вопрос, игнорируя существование в формациях всех иных сочетаний горных пород. Чаще всего парагенезис (совместное залегание генетически связанных пород) изменяется в разных формационных залежах одной формации или одного комплекса;

б) перемежающиеся сочетания пород, возникающие при введении одних пород в другие в пределах одной или нескольких формаций. Например, переклинивание, обычное для пластообразных пород (наблюдается в осадочных наслоениях);

в) наложенные сочетания пород, прорезающие (при пересечении одних пород другими, например в жильных породах) и пронизывающие (при метасоматическом образовании пород);

г) разобщенные сочетания пород, когда часть пород обособлена от основной массы генетически связанных пород и залегает отдельно от них. Так, например, лавовые потоки могут распространяться по долинам рек в стороны от вулканических центров, отрываясь от них, благодаря стеканию лавы или вследствие более поздней эрозии. Гораздо дальше отрываются от центров извержения вулканические лавы, распространяющиеся на сотни и тысячи километров и чаще всего оседающие в обособленных спокойных заливах. Обломочные шлейфы рифов на их периферии, сложенной тонкопелитовыми шлами, при оползании также могут отрываться от тела рифа и обособленно залегать среди окружающих слоистых карбонатных формаций и т. д.

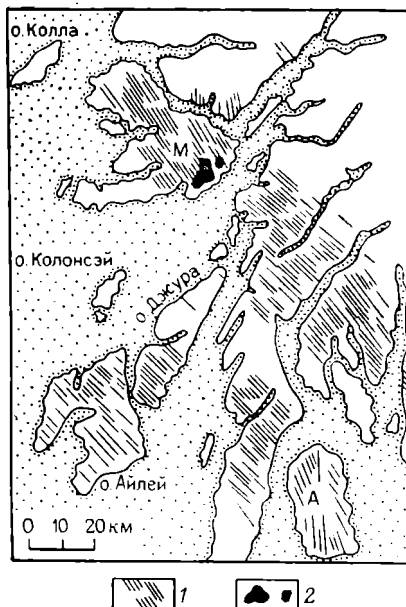
III. Форма относительного расположения отдельных горных пород внутри формационных залежей бывает разнообразной и представляет описательный, а иногда и генетический интерес. Различаются: 1) простые формы, внутри которых нельзя провести границы между породами, и 2) сложные, допускающие разграничение последних.

Выделяются следующие сложные формы: неправильная концентрическая (например, в кольцевых и конических дайках, центральных интрузиях, в некоторых обычных интрузиях и менее совершенная в карбонатных рифогенных формациях); плоско-параллельная наблюдается в пластообразных телах осадочных формаций, где бывает ритмичной или аритмичной, а также в жильных телах (в сложных дайках или силлах, в «роях» даек, рис. 6) и сложных гидротермальных жилах; линейно-параллельная (в осадках, образованных в параллельных горных долинах, в ветвях подводных течений и т. д.), а также радиальная (например, в протоках конуса выноса, в карбонатитах) и линейно-переплетающаяся (в отложениях меандрирующих речных долин, в частности, в дельтах).

IV. Форма ареалов формаций, а также отдельных формационных залежей и форма находящихся внутри них тел (петро-

Рис. 6. Система даек («рой») габбро-диабазовой формации в Западной Шотландии. По Р. А. Дэли.

1 — дайки, 2 — штоки. М — фокус системы даек на о-ве Мулл; А — фокус системы даек на о-ве Аррай



сом), сложенных отдельными горными породами (см. табл. 3). Во всех этих случаях их формы делятся на три группы, по соотношениям трех взаимно перпендикулярных поперечников (a — длина, b — ширина и c — высота или мощность).

1. Изометричная форма: примерно $a=b=c$ (у многих интрузий, в отдельных биогермах).

2. Уплощенная форма: $a=b < c$ (в плоских ареалах формаций, наблюдающихся в осадочных и эффузивных наслоениях, в силлах, лополитах и в метаморфических формациях).

3. Удлиненная форма: $a > b=c$ (трубки, некки, линейные лавовые потоки, осадки русел рек, донных течений).

V. Размеры ареалов формаций и отдельных формационных залежей. Максимальная площадь ареала отдельной формации установлена у современных глубоководных глобигериновых илов — 127,9 млн. км² (47,7 % площади дна океана) и у современной красной глубоководной глины — 102,2 млн. км² (38,1 %). Мы видим, что каждая из этих формаций составляет около 1/4 поверхности нашей планеты. Однако мощность каждой из них в отдельных залежах ограничена метрами или десятками, реже сотнями метров.

Значительное горизонтальное протяжение имеет пояс альпийских гранитоидных интрузий в Андах. Его длина измеряется многими тысячами километров, приближаясь к 1/4 большой окружности Земли. Однако и в данном случае глубина распространения гранитоидных интрузий во много раз меньше, так как они выклиниваются в глубине. По-видимому, часто она не превосходит 7—10, редко 15 км. Это установлено для гранитоидных интрузивов геофизическими методами в ряде районов (например, на Урале, в Нуратинских горах в Средней Азии).

Многочисленные данные свидетельствуют о том, что ареалы любых формаций, независимо от их генезиса, предпочтительно ориентируются и вытягиваются параллельно земной поверхности. Иначе говоря, их залегание подчинено развитию слоистой структуры стратисферы и других твердых оболочек и находится в зави-

симости от их термодинамических условий, характеризующихся закономерным увеличением температуры и давления с глубиной.

Большинство формаций имеет более ограниченные размеры ареалов и залежей. У некоторых из них поперечник ареалов измеряется километрами или даже сотнями метров, например, у редких щелочных габброидных формаций (малиниты Турьего полуострова).

Мы говорим об ареалах отдельных формаций в целом. Поперечные размеры отдельных формационных залежей могут достигать сотен и изредка тысяч километров, особенно в только что упомянутых океанических формациях, но чаще они значительно меньше и могут колебаться от сотен или десятков километров до сотен или десятков метров и меньше (например, поперечник отдельных рифовых биогермов или же трубчатых интрузий).

Мы привели очень краткую, но практически достаточную классификацию и характеристику формационных структур.

В основном в тексте подчеркнуто их генетическое значение. Возможно, что данная глава покажется излишне краткой исследователям, привыкшим к более расширенным описательным работам.

Подобно всяким морфологическим классификациям, разделение морфологических особенностей формаций, в зависимости от склонностей исследователя, может быть более простым или же усложненным. В последнем чаще всего нет особой необходимости, за исключением тех случаев, когда требуется решить какие-либо генетические или же специальные поисковые и разведочные вопросы.

Во всех случаях не следует излишне увлекаться изучением морфологии формаций, а нужно подчинять эти описания генетическим установкам. Надо соблюдать при этом золотое правило математиков, ограничиваясь «необходимым и достаточным».

Глава 5

ОСНОВНЫЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗАКОНЫ ОБРАЗОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФОРМАЦИЙ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ

Разбираемые ниже законы являются основными в учении о формациях, поскольку в них рассматриваются важнейшие черты влияния, оказываемого на них фациями, т. е. средой их образования.

Мы опускаем первоначальные эмпирические формулировки, дававшиеся каждому из этих законов, и попытаемся изложить их с более общей позиции, исходящей из фациальной зональности, предложенной одним из авторов [28]. В такой постановке все они опираются на мировой закон зональности природы В. В. Докучаева (1899 г.), понимавшего природную среду как единое целое, как взаимодействие и связь всех ее явлений. Поэтому рассматривае-

мые ниже законы в их фациально-зональной интерпретации приобретают глубокое философско-познавательное значение, о чем свидетельствует их общее название. Действительно, в них разбираются материя (формации) и ее развитие; среда и ее продукт, нами изучаемый; пространство и время в геологическом преломлении; непрерывность и прерывистость образования формаций; преобразование первичных сингенетических закономерностей развития во вторичные, эпигенетические.

Основные фациальные законы образования и распространения формаций во времени и пространстве помогают ориентироваться в ряде вопросов морфологии формаций (см. гл. 4). Но особенно тесно связаны они с решением задач по стратиграфии формаций (см. гл. 7), а также по прогнозированию и поискам различных видов сингенетических и эпигенетических твердых, жидких (подземные воды, нефть) и газообразных полезных ископаемых.

В излагаемых далее формулировках этих законов отражено лишь однократное их проявление в развитии формаций. Однако они, естественно, пригодны и для многократно повторяющихся сходных явлений, что выражается в периодическом ритмичном (циклическом) развитии формаций, связанном с необратимой эволюцией земных оболочек — литосферы, гидросферы, атмосферы.

Поэтому ритмичность и расчленение ритмических серий в разрезах формаций и их комплексов было бы трудно понять, если не учитывать основные формационные законы.

Все законы имеют разбираемое далее немаловажное теоретическое и прикладное применение, далеко выходящее за рамки учения о формациях. Особенно это касается пока, главным образом, слонстых формаций — осадочных и эффузивных, на примере которых они были обоснованы. Возможность применения этих, или аналогичных им, законов к другим петрогенетическим группам формаций мало изучена.

Наиболее известны пять основных законов образования и распространения формаций во времени и пространстве. Они кратко характеризуются в данной главе.

Характеристика основных фациальных законов

I закон Ломоносова (1763 г.) — Грессли (1838—1841 гг.), в литературе иногда неточно называвшийся I фациальным законом Грессли, — это закон горизонтальной фациальной зональности формаций. Он гласит, что *в любой момент времени на поверхности Земли сменяются горизонтальные фациальные зоны и порождаемые ими различные формации* (рис. 7).

Поэтому на поверхности суши и на дне моря по направлению сноса осадков одновременно откладываются закономерно сменяющиеся различные породы. Горные поднятия сменяются наземными равнинами, в пределах которых наблюдается смена подгорноеверного пояса равнинно-долинным (аллювиальным). В пределах водоемов, занимающих впадины рельефа, так же закономерно появ-

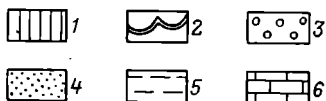
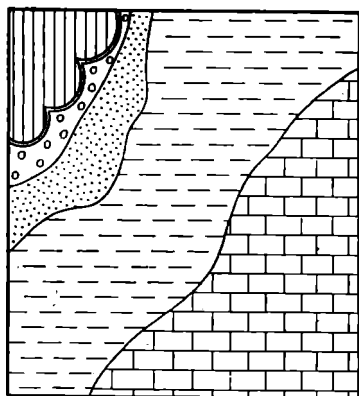


Рис. 7. Иллюстрация I фациального закона:

1 — область поднятия (перерыв) и наземные осадки; 2 — берег моря; 3—6 — морские осадки (3 — галечные, 4 — песчаные, 5 — пелитовые, 6 — карбонатные)

ляются прибрежные равнины и их фациальные пояса, а затем удаленные неритовые, далее батинальные и, наконец, абиссальные, также характеризующиеся своими фациальными поясами.

I закону подчиняется устанавливаемая в каждом динамическом фациальном поясе смена его фациальных зон. Наиболее подвижные осадки обломочной зоны сменяются по направлению переноса отложений

менее подвижными накоплениями пелитовой зоны, а те, в свою очередь, наиболее разнообразными осадками условно-застойной зоны.

На I законе основано составление фациально-палеогеографических карт. Такие карты являются важнейшим инструментом при выяснении закономерностей образования и размещения осадочных полезных ископаемых в земной коре.

Например, россыпные месторождения, включая золотоносные, платиноносные, алмазоносные, надо искать в наиболее грубых отложениях элювиального, склонового и линейно-долинного поясов, отчасти в веернообломочной зоне подгорных конусов выноса, а также в прибрежных обломочных осадках подводнодельтового и волноприбойного поясов. В последних встречаются также россыпи циркона, монацита и других радиоактивных минералов и соединений титана.

Бокситы часто залегают в мелкоземистых отложениях наземных поясов, а также среди прибрежных морских формаций, главным образом карбонатных.

Ископаемые угли, являющиеся местом концентрации ряда рудных элементов, включая германий, молибден, рений, уран, селен и др., связаны с застойными зонами и подзонами наземных поясов и т. д.

Подобные закономерности открывают пути для прогнозов, рациональных поисков и разведок ряда полезных ископаемых, а также дают ключ к пониманию распространения ископаемых биоценозов (ориктоценозов), связанных с определенными фациальными зонами.

II закон Соймонова (1829 г.) — Грессли (1838—1841 гг.), иногда неточно называвшийся II фациальным законом Грессли, — это закон вертикальной фациальной зональности формаций. Он гласит,

Рис. 8. Иллюстрация II фациального закона (схематический разрез среднего и верхнего палеозоя в Чаткало-Нарынской междуядерной зоне).

Двойная линия — перерыв в осадконакоплении. Условные обозначения см. рис. 7

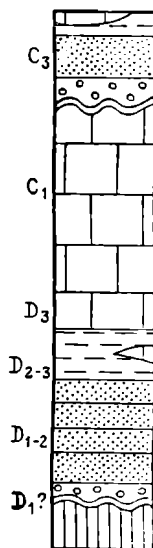
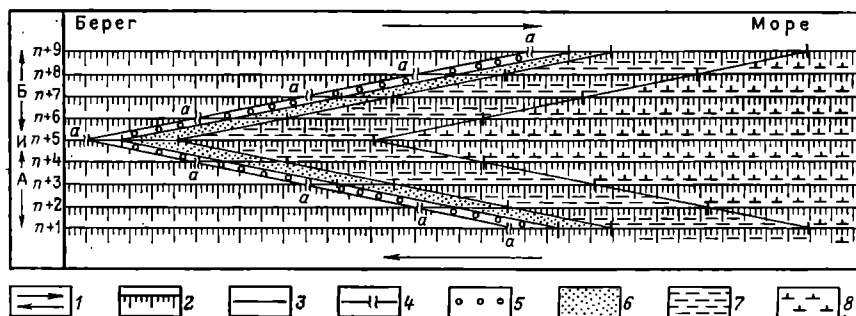


Рис. 9. Иллюстрация III фациального закона:

1 — направления миграции фациальных зон и омолаживания петрографических горизонтов; 2 — близкие изохронные стратиграфические горизонты (уровни) от $n+1$ до $n+9$; 3 — петрографические горизонты (граница пачек пород и формаций); 4 — поднятия и паземные осадки, a — местоположение береговой линии. Морские осадки: 5 — галечные; 6 — песчаные; 7 — пелитовые; 8 — карбонатные. Ритмическая серия: А — трансгрессивная половина, Б — регрессивная половина, И — изохронная осевая плоскость



что в разрезе сменяются разные вертикальные фациальные зоны, отвечающие горизонтальным, и их повторением обусловлено повторение сходных типов формаций (рис. 8).

II закон теснейшим образом связан с I законом. С течением времени изменяется расположение фациальных зон в пространстве. При этом горизонтальное смещение этих зон обычно требует некоторого времени. Поэтому в каждом участке на месте ранее откладывавшихся осадков какой-либо зоны успевают отложиться осадки следующей зоны и т. д.

Смена осадков в вертикальном разрезе происходит закономерно и последовательно, в том же порядке, в каком они сменяют друг друга в разных горизонтальных фациальных зонах.

На действие II закона влияют также периодические смещения фациальных зон, направленные то в сторону водоема, то от него. При этом происходит повторное ритмичное отложение осадков одних и тех же зон в вертикальном разрезе. Поэтому следствием

II закона является то, что в разное время могли образовываться сходные формации, сходные горные породы и сходные полезные ископаемые, а также ископаемые биоценозы (ориктоценозы) в осадках определенных фациальных зон.

В частности, этот закон объясняет повторяемость рудных концентраций в сложных по составу ритмически построенных формациях. А. А. Филиппов и И. Д. Капустянский в 1965 г. показали это на разрезе ритмосвит меловых формаций Южнотаджикской депрессии, опираясь на результаты спектрального анализа.

III закон Головкинского (1869 г.) — Вальтера (1893—1894 гг.) за рубежом неточно называется основным фациальным законом Вальтера (рис. 9). Среди стратиграфов он более известен под названием закона Уиллера — Бислея, которые сформулировали его позднее. III закон является результатом взаимодействия I и II фациальных законов. Это закон последовательного непрерывного преобразования горизонтальной фациальной зональности формаций в вертикальную (закон возрастного скольжения формаций).

Он гласит, что *при непрерывной миграции горизонтальных фациальных зон по поверхности Земли они в той же последовательности преобразуются в накапливающихся осадках в вертикальные зоны.*

Вследствие этого возникает скольжение во времени и в пространстве образующихся при этом осадочных формаций, их границы и иных их петрографических горизонтов.

III закон является важнейшим среди разбираемых основных фациальных законов. Чтобы понять действие этого закона, необходимо разделить горизонты, появляющиеся в разрезе формаций, на два типа, что и было сделано Н. А. Головкинским.

1. Петрографический горизонт непрерывно объединяет внутри формации все точки, характеризующиеся однородным петрографическим составом горных пород. К числу петрографических горизонтов относятся: а) отдельные слои и иногда линзы горных пород, четко отличающиеся по составу от смежных; б) границы отдельных осадочных и эффузивных формаций.

2. Стратиграфический (изохронный) горизонт (изохронный уровень) соединяет внутри формации или внутри смежных формаций все их изохронные точки (т. е. такие, в которых возраст пород одинаковый).

Петрографические и изохронные горизонты не совпадают друг с другом, а пересекаются в разрезах между собой под острым углом, за исключением некоторых специальных случаев (например, в слоях, отложенных по оси депрессии, петрографические и изохронные горизонты совпадают друг с другом).

Вывод Н. А. Головкинского о несовпадении петрографических и изохронных горизонтов и их пересечении в разрезах формаций осуществил целый переворот в представлениях геологов. Раньше все они, начиная с В. Смита, открывшего палеонтологический метод, принимали или допускали, что каждый петрографический горизонт, в частности каждый слой, имеет одинаковый возраст во

всех своих точках и всюду содержит одинаковые остатки фауны или флоры.

Опираясь на разделение петрографических и изохронных горизонтов, попробуем теоретически рассмотреть их взаимоотношения, возникающие при непрерывном отложении осадков на дне водоема в ходе постепенной миграции его фациальных зон. Такие зоны возникают в любом водоеме — большом или малом, платформенном или геосинклинальном — вследствие наличия уклона их дна, в общем направленного от берегов к центру водоема. Этим вызывается гравитационная дифференциация осадков и смена способов их движения.

Рассмотрим процесс накопления осадков в разрезе поперечном к фациальным зонам (рис. 9), происходящий вначале в условиях трансгрессии, а затем — регрессии. Для этого расчленим их разрез на сколь угодно большое количество изохронных уровней. Вследствие непрерывности накопления осадков ход их образования в принципе будет развиваться сходным образом на любом из этих уровней. Поэтому мы можем ограничиться тем, что рассмотрим его лишь на некотором количестве изохронных уровней — 1, 2, 3, 4...

Для простоты построения примем, что сечения дна бассейна, параллельные изохронным уровням, на нашем разрезе являются горизонтальными. При этом мы не сделаем существенной ошибки, поскольку уклон дна всегда невелик. Эти сечения не сохраняются в ископаемом состоянии, теряясь и стираясь в массе непрерывно накапливающихся осадков.

На каждом изохронном уровне отметим соответствующее ему положение границы трансгрессирующего бассейна. По одну ее сторону покажем расположение суши (вертикальная штриховка), а по другую — последовательно сменяющиеся зоны гальки, песка, глины и карбонатного ила (в обычных условных знаках).

При постепенном развитии трансгрессии водоема все эти зоны и разделяющие их границы будут столь же постепенно и согласованно смещаться в сторону суши, все более затопляемой водой. Вследствие непрерывности этих процессов мы, отметив точками их положение на каждом из изохронных уровней, можем соединить все точки, отвечающие одноименным границам, с помощью непрерывных линий, поскольку трансгрессия развивается непрерывно и (в условиях непрерывности накопления осадков), мы могли бы уменьшить расстояния между выбираемыми изохронными горизонтами до сколь угодно малых величин.

Соединив эти точки, мы получим на разрезе положение граничных линий, разделяющих сушу и полосы осадков гальки, песка, глины, известкового ила. Очевидно, каждая из таких полос, так же как любая из их границ, представляет отдельный петрографический горизонт.

Мы видим из построения, что в условиях развивающейся трансгрессии водоема эти горизонты не совпадают с изохронными уров-

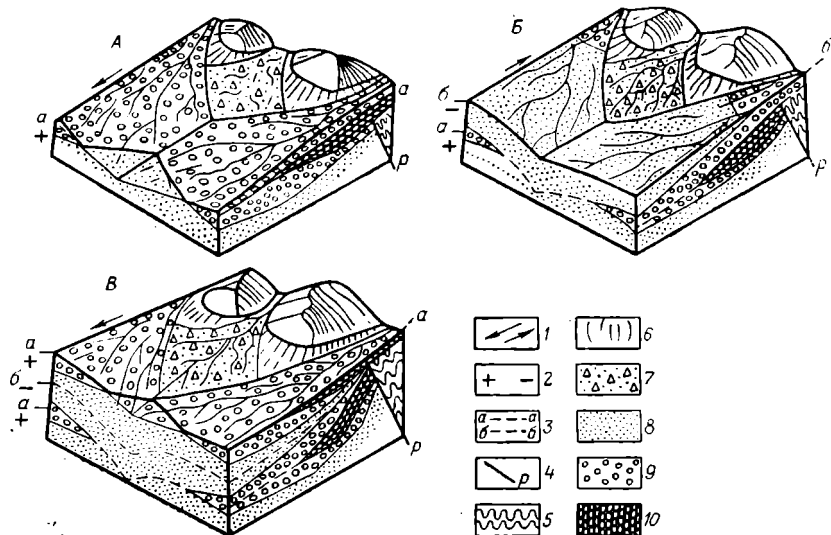


Рис. 10. Схема формирования ритмосерий и скольжения петрографических горизонтов (6—10) в кайнозойских молассах Ферганы при чередующихся наступлении и отступании вееров выноса. По В. И. Попову:

А — фаза орокатической первая (наступление вееров выноса на равнину); Б — фаза тафрократическая (отступление вееров выноса к горам); В — фаза орокатическая вторая (наступление вееров выноса на равнину). 1 — направления миграции зон вееров выноса орокатической (верхняя стрелка) и тафрократической (нижняя стрелка); 2 — соответствующие знакам фазы развития ритмов: положительная (смена тонких осадков более грубыми) и отрицательная (обратная их смена); 3 — изохронные горизонты (уровни), отвечающие в разрезе ритмосерии смене положительной фазы на отрицательную (а—а) и обратно (б—б); 4 — предгорный разлом; 5 — домолассовые формации; 6—10 — фацально-петрографические горизонты молассовых формаций (6 — склоновые делювиальные, 7 — селёвые, 8 — веернопесчаные, 9 — веернообломочные, 10 — то же, галечные)

ниями, а пересекают их. При этом они все более «омолаживаются» в сторону суши, куда осуществляется трансгрессия.

Если вслед за трансгрессией началась регрессия, то мы можем повторить такие же построения для новой, связанной с ней серией изохронных уровней. Весь ход рассуждений и характер рисунка при этом сохранится. Только полосы, отвечающие отдельным петрографическим горизонтам, будут при регрессии бассейна смещаться и «омолаживаться» в обратную сторону, т. е. по направлению от суши к центру водоема.

Совершенно аналогичный ход рассуждений оказывается применимым и к развитию любого наземного бассейна (например, молассового), заполняющего какую-либо наземную впадину. В каждом таком бассейне тоже существуют фациальные зоны и пояса, параллельные его краям и мигрирующие с течением времени (рис. 10), чем вызывается возрастное скольжение петрографических горизонтов.

Итак, более детальное теоретическое рассмотрение действия III основного фациального закона показывает, что при постепенном смещении границ горизонтальных фациальных зон, по-

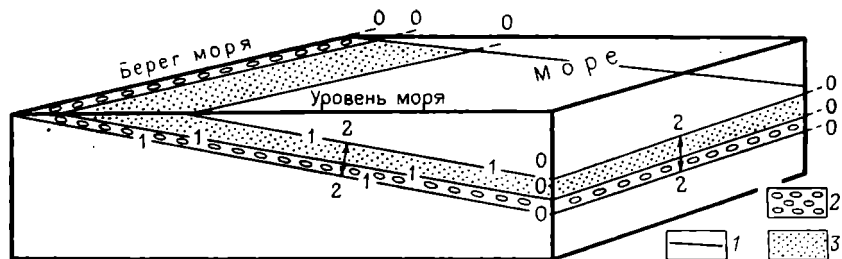


Рис. 11. Схема возрастной анизотропии трансгрессивной серии осадочных формаций. По В. И. Попову:

1 — петрографические горизонты; 2, 3 — пакки пород (2 — галечная, 3 — песчаная). Главные направления изменения возраста петрографических горизонтов: 0 — нулевые (параллельные береговой линии) изохроны; 1 — направления среднего (по скорости) изменения возраста (перпендикулярные к береговой линии в плоскости петрографических горизонтов) — метакхроны; 2 — направления максимального изменения возраста (ориентированные поперек пачки слоев горизонтов) — максикхроны

ясов, комплексов их отложения согласно и в той же последовательности сменяют друг друга в вертикальном разрезе. Иначе говоря, мы видим, как горизонтальная зональность осадков (I закон) при миграции зон порождает вертикальную (II закон).

При этом отложения всех зон или поясов, разделенные соответствующими петрографическими горизонтами, накладываются под косым углом, пересекаясь с разными изохронными стратиграфическими уровнями. Этим обусловлено возрастное скольжение петрографических горизонтов (границ слоев, формаций). Поэтому каждый петрографический горизонт является метакхронным, скользящим во времени.

Можно таким же образом построить не один, а два или несколько параллельных поперечных разрезов отложений данного водоема, нанеся на них одноименные изохронные и петрографические горизонты (рис. 11). Если мы сохраним один и тот же набор изохронных и петрографических горизонтов во всех таких разрезах, то получим возможность подойти к увязке этих разрезов и всех горизонтов по простираннию и получить дополнительные выводы.

Мы можем мысленно провести изохронные поверхности, соединяющие во всех разрезах одноименные изохронные горизонты, а также поверхности, соединяющие границы одинаковых петрографических горизонтов. В результате поверхность, отвечающая любому изохронному горизонту, образует линию при пересечении его с любым петрографическим горизонтом, например, с подошвой или кровлей слоя. Очевидно, все такие линии также являются изохронными. Иначе говоря, они представляют изохроны, расположенные в плоскости того или иного петрографического горизонта. Этот вывод вытекает из того, что изохронными являются любые линии, находящиеся в плоскости изохронного горизонта. Вместе с тем все такие изохронные линии вытянуты по простираннию фациальных зон, так как с последними совпадают отдель-

ные петрографические горизонты, к которым относятся те или иные изохроны (см. рис. 11).

Следовательно, изохроны в общем совпадают с тектоническим простиранием. Ведь именно последним определяется положение береговой линии водоема (или же краев упоминавшегося выше наземного молассового бассейна), а также простираение фациальных зон, параллельных берегам.

Можно выбрать и нанести на план все изохроны, построенные для одного какого-либо петрографического горизонта (например для плоскости, объединяющей береговой горизонт трансгрессирующего водоема; или же для кровли базальных конгломератов и любого другого слоя).

Расположение изохрон на таком чертеже наглядно покажет характер трансгрессии водоема во времени.

По такому плану можно было бы подсчитать скорости трансгрессии, если бы изохроны можно было выразить в годах, сотнях или тысячах лет и т. д.

Очевидно, чем меньше скорость трансгрессии, тем под большим углом пересекаются петрографические горизонты с изохронными в поперечном разрезе, тем нагляднее выражено на нем несовпадение тех и других горизонтов; резче проявляется их возрастное скольжение. Это наблюдается в горообразовательных условиях, например, в геосинклинальных и постплатформенных, когда положение берега водоема (краев бассейна) и фациальных зон зачастую приурочено к границам тектонических структур (например, отвечает склону антиклинали или связано с разломом и т. д.). В связи с этим их пространственные границы довольно устойчивы во времени. Поэтому в таких условиях наблюдается большой градиент возрастного скольжения формаций и отдельных их горизонтов.

Напротив, чем больше скорость трансгрессии, чем быстрее она распространяется по поверхности Земли, тем менее резко выражено возрастное скольжение. Градиент его соответственным образом уменьшается. Это наблюдается в равниннообразовательных условиях, например, платформенных. Здесь, вследствие выровненности рельефа, трансгрессия или регрессия бассейна быстро охватывает огромные площади, быстро происходит миграция фациальных зон, в связи с чем возрастное скольжение уловить гораздо труднее. Однако оно устанавливается и в таких условиях.

Следовательно, границы формационных подразделений всегда омолаживаются в ту сторону, куда была направлена миграция фациальных зон. В противоположном направлении, напротив, происходит все большее одревнение этих границ, как показывает рис. 11.

Омоложение и одревнение петрографических горизонтов в наибольшей мере сказываются в направлении движения фациальных зон. Поэтому оно является наиболее метакронным и может быть названо метакроной. Оно совпадает с направлением, поперечном простираанию береговой линии, а также границам впадин и

поднятий, зачастую отвечающим тектоническим структурам. По всем другим направлениям размеры возрастного скольжения уменьшаются и, наконец, становятся равными нулю по простиранию перечисленных геологических элементов. Следовательно, последнее направление является изохронным.

Из анализа изохрон и возрастного скольжения метакхронных горизонтов вырисовывается общая закономерность, свидетельствующая о «возрастной анизотропии» осадочных формаций (см. рис. 11). Это также является одним из следствий III закона.

Известно, что анизотропия характеризуется различиями физических свойств твердого тела по разным направлениям, например взаимно перпендикулярным друг другу. Возрастная анизотропия осадочных формаций заключается в том, что их возраст меняется с различной скоростью по разным направлениям, а именно: 1) по мощности, 2) по простиранию и 3) вкрест простирания.

1. Очевидно, что скорее всего возраст формации изменяется по направлению, перпендикулярному к наслению, т. е. по мощности слоев. Это направление можно назвать «максихронной» (М).

2. По простиранию (см. выше) вытягиваются изохроны (И), здесь скорость изменения возраста равна нулю.

3. Наконец, по промежуточному направлению (П), перпендикулярному к простиранию и отвечающему метакхроне, устанавливается промежуточная скорость изменения возраста.

Очевидно, максихрона, метакхрона и изохрона в пределах формации располагаются перпендикулярно друг к другу.

Таким образом, соответствующие им скорости изменения возраста m , n , u , где $u=0$. Величина m обратно пропорциональна скорости накопления осадков v (например, выраженной в метрах за 1 млн. лет), поскольку $v = \frac{\text{мощность}}{\text{время}}$, $m = \frac{\text{время}}{\text{протяженность}}$ и протяженность в данном случае соответствует мощности. Величина n пока не может быть выражена в цифрах. Условно можно считать ее пропорциональной градиенту изменения скорости накопления осадков g , поскольку этот градиент, как и n , равен $\frac{v}{\text{расстояние}}$, а

это расстояние в обоих случаях измеряется перпендикулярно к простиранию (градиент изменения скорости накопления осадков тоже измеряется по этому направлению).

Очевидно, n , так же как g , гораздо больше в орогенных формациях, чем в равниннообразовательных (см. гл. 7), и потому возрастное скольжение в первых выражено гораздо рельефнее.

Возрастное скольжение и возрастная анизотропия формаций играют большую роль при понимании стратиграфии геологических тел и определении их возраста, а также при установлении закономерностей распределения в плане и в разрезах формации подчиненных ей полезных ископаемых и ископаемых биоценозов (ориктоценозов). Те и другие, вследствие возрастного скольжения вмещающей их формации, также испытывают возрастное скольжение.

Смена трансгрессии на регрессию или же регрессии на трансгрессию отвечает границам проявления ритмов и порождаемых ими ритмических серий.

При периодическом колебательном движении дна или уровня моря возникает периодическое двустороннее ритмическое чередование осадков различных фациальных зон. Все они вклиниваются друг в друга у границ трансгрессий, по которым происходит смена трансгрессии регрессией или же, наоборот, регрессия сменяется трансгрессией. Поэтому такие границы могут быть приняты за границы ритмических серий пород. При этом удобнее проводить эти границы по началу регрессии. Они выражены четче, чем начало трансгрессии, так как отвечают максимальному нарастанию энергии движения осадков, выраженному скачкообразно (IV закон), и подчеркиваются предшествующим перерывом и денудацией осадков.

Так появляется возможность, кроме петрографических и отвлеченных изохронных горизонтов, не фиксирующихся в изменении состава осадков, выделить еще ритмические, также изохронные, но закрепленные в разрезах.

Из рисунков 9 и 10 нетрудно понять, что при смене трансгрессии на регрессию или же наоборот во всех точках на дне водоема это в общем одновременно отражается в составе его осадков.

Смена трансгрессий и регрессий моря связана с региональными тектоническими движениями или широко проявляющимися климатическими изменениями. Эта смена должна происходить практически одновременно на достаточно обширных участках.

Поэтому границы ритмических серий, проводимые по смене регрессирующей серии осадков на трансгрессирующую или же наоборот, могут считаться одновозрастными (изохронными) на достаточно значительных площадях. Однако они вряд ли имеют всемирное распространение.

Отсюда вытекает следующий важный вывод. *Границы проявления ритмов развития формаций и отвечающие им границы соответствующих ритмических серий пород являются изохронными во всех своих точках* (по В. И. Попову; см. рис. 16, 17). Этот вывод лежит в основе ритмостратиграфической методики (см. гл. 7).

Он подтверждается данными о распространении фауны, полученными в результате детального изучения ритмов (циклов). Они были выделены А. Д. Архангельским в 1916 г. в поперечных разрезах меловых отложений Туркестана и юга Европейской России (смена трансгрессий и регрессий в обоих регионах происходила одновременно), также установлены Л. Стампом в 1921 г. в отложениях Англо-Парижского палеогенового бассейна, которые в течение длительного времени подвергаются особенно детальным палеонтологическим исследованиям и содержат ряд фаунистических горизонтов, отчетливо параллельных осевым линиям трансгрессивно-регрессивных клинообразных ритмических серий.

Следовательно, *границы ритмосерий параллельны биостратиграфическим*. Этот вывод лежит в основе биоритмостратиграфиче-

ской методики. Это совпадение подтверждает правильность хода рассуждений Н. А. Головкинского, которыми он обосновал III основной фациальный закон. Позднее эти теоретические доказательства были повторены Босуэлом, Мильнером и особенно наглядно показаны детальными погоризонтными исследованиями дробноритмичной паралической толщи среднекарбонового (башкирского) возраста в Донбассе, произведенными геологом-маркшейдером С. К. Комоцким в 1951 г. по данным большого количества подземных выработок.

По-видимому, никакие биостратиграфические исследования на современном этапе (возможно, за исключением основанных на изучении фораминифер) сами по себе не смогут отбить изохронные уровни в коррелируемых разрезах с такой же точностью и детальностью, с какой они устанавливаются по горизонтам, отвечающим смене трансгрессии на регрессию или наоборот. III закон объясняет также связанную с ритмичностью периодическую смену и повторное проявление (рекуррентцию) ископаемой фауны и флоры (например, установленное по данным спорово-пыльцевого анализа в кайнозойских молассах, проведенного Н. А. Садовской).

Он широко применяется при интерпретации стратиграфических колонок с целью составления фациально-палеогеографических карт. При этом каждая колонка может быть развернута в динамическую палеофациальную схему. Все такие схемы строятся и увязываются на карте при учете направления сноса, определяющего простирания динамических фациальных поясов и зон.

III основной фациальный закон также очень важен для изучения полезных ископаемых, в частности сингенетических, сингенетично-эпигенетических и эпигенетических, так как он объясняет возрастное скопление образуемых ими горизонтов. Это наглядно установлено при анализе распространения фосфоритов в европейской части СССР А. В. Казаковым и в Средней Азии М. П. Баскаковым, а также в мел-палеогеновых медистых песчаниках огромного Южно-Тяньшанского меденосного пояса, протянувшегося на 2000 км.

IV закон Вальтера (1893—1894 гг.) — Усова (1936 г.) — это закон возникновения перерывов в непрерывном последовательном преобразовании горизонтальной фациальной зональности в вертикальную (закон непрерывно-прерывистого образования формаций). Этот закон гласит, что *постепенная миграция горизонтальных фациальных зон по поверхности Земли временами сменяется внезапным их перемещением, вследствие чего в разрезе непрерывно и зонально откладывающихся осадков возникают перерывы горизонтальной и вертикальной их последовательности*. Он объединяет три предыдущих основных фациальных закона, при этом учитывается не только постепенное скопление мигрирующих горизонтальных зон, но и их скачкообразные смещения (рис. 12).

Согласно этому закону, латеральные смещения границ горизонтальных фациальных зон и поясов происходят то постепенно, то скачкообразно. При этом непрерывно-прерывистым образом про-

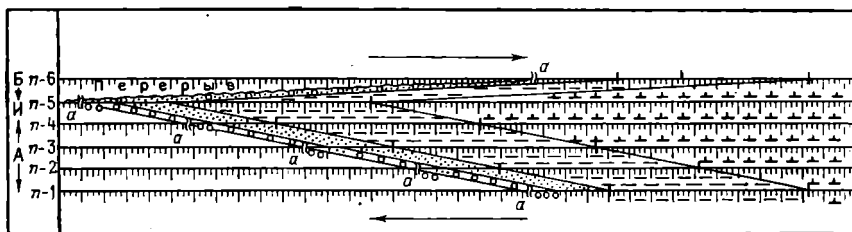


Рис. 12. Иллюстрация IV фациального закона.
Волнистая линия — поверхность размыва. Условные обозначения см. рис. 9

исходит также смещение границ формаций, ритмов и ритмических серий, чем обусловлена уже отмечавшаяся резкость смены одних формаций другими.

Закон непрерывно-прерывистого развития формаций разными геологами понимается по-разному.

М. А. Усов [44] трактовал непрерывно-прерывистое развитие формаций с тектонических позиций. Перерывы между формациями он понимал в буквальном смысле, т. е. как прекращение переноса и накопления осадков, связывая это с действием катастрофических наступающих тектонических фаз, согласно неокатастрофическим представлениям Г. Штилле. Исходя из этой установки и дополняя всемирный тектонический канон последнего, М. А. Усов выделил в Западной Сибири 55 тектонических фаз и соответственное количество разделяемых ими геологических формаций.

Однако, как показали в 30-х годах советские исследователи (Д. В. Наливкин, В. И. Попов, Н. С. Шатский и др.), перерывы осадконакопления являются следствием поднятия данного участка земной коры, развивающегося на фоне непрерывных тектонических деформаций. Перерывы проявляются только в пределах поднятия и исчезают вместе с несогласием за его границами, не распространяясь в смежные, одновременно развивающиеся впадины.

Авторы в широком смысле понимают перерыв, скачок в развитии и распространении двух смежных формаций, связывая его с коренными качественными изменениями тех физико-химических петрогенетических процессов, которыми они порождаются.

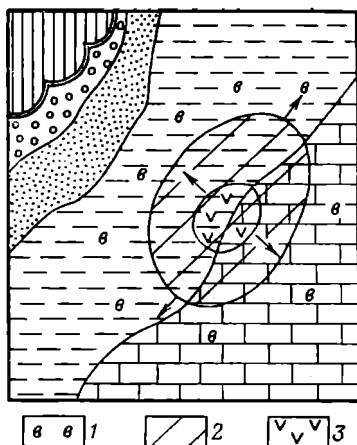
В такой постановке разбираемый закон является выражением одного из трех законов диалектического развития, а именно характеризующего переход количества в качество.

Таковыми скачками подчеркивается также резкость границ ритмических серий в тех случаях, когда эти границы проводятся по максимумам проявлений энергии геологических процессов. Поэтому IV закон также используется при анализе ритмичности формаций, позволяя установить особенно четкие границы ритмостратиграфических подразделений, чем облегчается их использование в стратиграфии.

Непрерывно-прерывистая миграция фациальных зон и поясов находит свое отражение также на динамических палеофациальных

Рис. 13. Иллюстрация V фациального закона.

Несогласно наложенные зоны нефтяного эпигенеза в коллекторах вокруг антиклинальной ловушки: 1 — обводненная; 2 — нефтеносная; 3 — газоносная. Остальные условные обозначения см. рис. 7



картах, усиливая контрастность в смене таких поясов по их границам.

Данный закон объясняет также прерывистость возрастного скольжения петрографических горизонтов, в том числе представленных отдельными полезными ископаемыми. Они при их возрастном скольжении могут внезапно перескакивать с одного возрастного уровня на другой. Поэтому IV закон позволяет понять, почему в одних случаях отдельные горизонты полезных ископаемых характеризуются непрерывным распространением в пределах определенной площади, в других же они внезапно обрываются.

Перерывы, наблюдаемые между формациями, а также между ритмическими сериями, играют важную роль в образовании различных руд, не только сингенетических (коры выветривания и продукты их переотложения, образующие залежи марганцевых, железных руд, бокситов, россыпные месторождения), но и сингенетично-эпигенетических и эпигенетических. Для образования последних благоприятны резкие контакты между формациями и ритмическими сериями, как наиболее доступные для передвижения водных растворов.

V закон Головина (1965 г.) — Шмарникова — это закон несогласного наложения эпигенетической зональности на сингенетическую фациальную зональность осадочной формации.

Этот закон гласит, что зоны эпигенетических процессов несогласно накладываются на сингенетические горизонтальные и вертикальные фациальные зоны формаций (рис. 13).

Формы проявления эпигенетических процессов весьма разнообразны. К их числу относятся: нисходящий эпигенез, включающий явления выветривания выходов формаций, связанного с проникновением в пористые горизонты атмосферных вод с образованием пластовых зон окисления; также различные элизионные вадозовые катагенетические процессы, определяемые выделением и движением вод из пород, сопровождаемые миграцией по пластам и между пластами различных солей, нефтяных вод, углекислоты, сероводорода, битуменов, кремнезема и различных рудных элементов. Эти процессы, частично переходящие в восходящее движение, А. С. Уклонским были объединены под названием «нефтяной эпигенез». Действие их на вмещающие породы весьма значительно и разнообразно: зональное изменение минералов глин, доломитиза-

ция известняков, окварцевание последних да и других пород, перетолжение кварца и алюмосиликатных минералов.

Проявляются также эпигенетические восходящие гидротермальные процессы, обязанные выделению фреатических и ювенильных вод, паров и газов. Эпигенетические процессы развиваются и вдоль контактов интрузий.

Эпигенез происходит зонально как по вертикали, так и по горизонтали, благодаря чему осуществляется дифференциация различных продуктов его проявления по разным зонам. Эти зоны образуются по своим законам, связаны со своими подводящими путями, в частности с тектоническими нарушениями. Они накладываются на более древние формации, иногда долгое время спустя после образования последних.

Поэтому вполне понятно, что зоны эпигенетических преобразований формаций не совпадают с первичной фациальной зональностью, отраженной в веществе формаций, а, так или иначе, в принципе секут ее, хотя часто к ней приспособляются. Последнее связано с тем, что все эпигенетические процессы являются гидрогенными и обязаны движению подземных вод, которые в первую очередь движутся по фациально обусловленным пористым пластам осадочных пород. Но и при этом границы эпигенетических зон несогласно накладываются на фациально обусловленные слои вмещающих пород, т. е. на петрографические горизонты. Это можно видеть как в разрезе последних, так и в плане, в частности на изохронных динамических палеогеографических картах. Процессы образования эпигенетических зон могут повторяться в разрезе или же пересекать наложения.

Для установления проявлений V закона необходимо проводить детальные топоминералогические и топогеохимические исследования, построение динамических палеофациальных карт. При этом на карты или же на поперечные и продольные фациальные разрезы наносятся зоны распространения выявляющихся минералов и отдельных химических элементов, увязывающихся с наложенными эпигенетическими процессами.

V закон проявляется в расположении полезных ископаемых как в плане, так и в разрезе. Наилучшие результаты при его использовании дает объемный метод исследования. При этом комбинируются и сопоставляются данные о положении эпигенетических зон, нанесенных как на карты, так и на разрезы.

V закон позволяет уточнить разделение сингенетических и эпигенетических месторождений, залегающих в осадочных формациях. Это имеет не только теоретическое, но и важное прикладное значение, так как облегчает раздельное прослеживание залежей сингенетических и эпигенетических полезных ископаемых при их поисках и разведке.

Явления, описываемые V законом, также очень важны для понимания закономерностей образования и размещения эпигенетических месторождений в разрезах земной коры. Такие несогласные взаимоотношения наблюдаются, в частности, между зонами рас-

пространения сингенетических полезных ископаемых и эпигенетических (например, в зонах пластового окисления, также в нефтегазовых месторождениях, приуроченных к антиклиналям и соляным интрузиям). С элизионными водами может быть связано эпигенетическое перестроение руд свинца и цинка.

Кроме того в сводах складок, согласно теории парагенезиса серы и нефти А. С. Уклонского, концентрически-зонально располагаются серные залежи, новообразования целестина, халцедона, руд меди, ванадия, урана и др., отложенные нефтяными водами на контакте с кислородсодержащими.

Основные фациальные законы и методика прогнозов осадочных полезных ископаемых

Рассмотренные пять основных фациальных законов теоретически обосновывают комплексную крупномасштабную литолого-геохимическую методику прогнозов, поисков и разведок экзогенных месторождений. Она дополняет аналогичную мелкомасштабную формационную методику таких работ и сводится к следующим четырем основным моментам.

1. На основе имеющихся данных об искомом полезном ископаемом (например, по аналогии с другими, уже известными, сходными его месторождениями) принимается наиболее вероятная рабочая гипотеза о его генезисе. Она указывает на сингенетическую, сингенетично-эпигенетическую или же эпигенетическую его сопряженность с вмещающей формацией. Эта гипотеза уточняется в ходе дальнейших исследований.

2. Производится литостратиграфическое и биоритмостратиграфическое расчленение вмещающей формации, опираясь на II и III основные фациальные законы; при этом выясняется приуроченность искомого полезного ископаемого к определенным ритмостратиграфическим петрографическим горизонтам; учитывается также постепенное возрастное их скольжение (на основе III закона) и скачкообразное (на основе IV закона). Формирование некоторых полезных ископаемых связывается с перерывами постепенного развития формации.

3. Осуществляется динамическое палеофациальное и палеогеографическое картирование по отдельным горизонтам (см. гл. 17), содержащим искомое полезное ископаемое, а иногда также по ниже- и вышележащим. При этом для сингенетических и сингенетично-эпигенетических полезных ископаемых непосредственно устанавливаются наиболее благоприятные для их образования и нахождения фациальные зоны и участки, выделяющиеся в пределах несущих их горизонтов, а также в рамках вмещающей формации в целом. Здесь уточняется выбранная рабочая гипотеза.

4. Выявляются и изучаются наложенные сингенетично-эпигенетические и эпигенетические изменения искомого полезного ископаемого, выявляется их зональность. Разные зоны таких изменений картируются и наносятся на те же динамофациальные планы, где

показаны сингенетические фациальные зоны, которые составлены для горизонтов, благоприятных для искомого полезного ископаемого. Учитываются изменения, вносимые этими наложенными процессами в первичную зональность полезного ископаемого и в его качественные и количественные особенности, в результате чего уточняется рабочая гипотеза. При этом уточняются участки, наиболее благоприятные для его образования, и отбраковываются неблагоприятные, а также такие, в которых полезное ископаемое было разубожено или же уничтожено в результате наложения эпигенетических процессов.

Из сказанного видно, что прогноз полезного ископаемого и его генезис уточняется в течение всего времени, пока производятся перечисленные исследования.

Эти четыре принципа положены в основу литолого-геохимической методики прогнозирования экзогенных месторождений, разработанной Ташкентским государственным университетом и успешно применяемой на практике (см. гл. 3).

Об основных фациальных законах глубинных формаций

Для глубинных формаций фациальные законы еще не обобщены. Авторы постарались связать фрагментарные, распыленные высказывания и развить их по аналогии с охарактеризованными выше законами для осадочных формаций.

Основные фациальные законы для эффузивных формаций по своей сути те же самые, что и для осадочных, поскольку для тех и других характерна горизонтальная фациальная зональность, отчетливо проявляющаяся вокруг центров вулканических извержений и описываемая в I законе. Из нее, в качестве вторичного следствия, вытекает вертикальная зональность эффузивных формаций, наблюдаемая в тех же разрезах и характеризующаяся во II законе. Результатом объединения этих законов для эффузивных формаций, по-видимому, должен явиться III фациальный закон. Поступируемое последним возрастное скольжение эффузивных формаций отмечалось неоднократно, например, в силур-девонских спилитовых формациях Ферганы и ее горных обрамлений. Постепенное смещение фациальных зон четче выражено в осадочных формациях. В извержениях лав оно, в связи с прерывистым характером их проявления, отходит на второй план по сравнению со скачкообразной сменой, вызываемой неравномерным развитием вулканических центров и их перемещениями с места на место. На этом фоне особенно наглядно выступает действие IV закона и вытекающий из него прерывистый, скачкообразный характер их возрастного скольжения.

Действие V закона, выраженного в несогласном наложении эпигенетических процессов, в частности поствулканических, наглядно и неизменно проявляется во всех эффузивных областях.

На эффузивных полях (например, верхнепалеозойских в Карамазаре) постоянно фиксируются пятна или вытянутые вдоль раз-

ловов зоны, характеризующиеся распространением наложенных явлений пропилитизации или же серицитизации и окварцевания и др.

Основные фациальные законы для прочих типов глубинных формаций, а именно — интрузивных, пневматолито-гидротермальных, контактово-метаморфических и, вероятно, дислокационно- и регионально-метаморфических, несколько отличаются от законов, рассмотренных выше для осадочных формаций.

Объясняется это тем, что во всех этих типах формаций первичную роль играет вертикальная фациальная термодинамическая зональность (II закон), а горизонтальная (I закон) проявляется как вторичное следствие первой. Это впервые с особой отчетливостью было показано В. Эммонсом при рассмотрении вертикальной и горизонтальной рудной зональности пневматолито-гидротермальных месторождений, группирующихся вокруг гранитоидных интрузивов. Поэтому для всех этих формаций I закон горизонтальной зональности и II закон вертикальной зональности меняются местами.

Тем не менее авторы полагают возможным сохранить установленный в осадочных формациях порядок их нумерации и при характеристике их проявления в глубинных формациях, поскольку в последних остальные законы сохраняют тот же порядок, как и в осадочных.

II закон — закон вертикальной глубинной фациальной зональности, связанной с уменьшением температур и давлений по направлению к поверхности Земли, — играет определяющую роль в развитии всех глубинных формаций. На этом основано фациальное разделение интрузивных формаций на абиссальные, мезоабиссальные и гипабиссальные; пневматолито-гидротермальных формаций — на такие же типы или же на гипотермальные, мезотермальные и эпитеермальные; метаморфических — на зоны катаметаморфических, мезометаморфических и эпиметаморфических изменений или же на близкие к ним три степени метаморфизма.

I закон — закон горизонтальной глубинной фациальной зональности, обусловленной у большинства глубинных формаций возникновением ореолов центробежного снижения температур вокруг центров интрузивных и пневматолито-гидротермальных очагов. Это наглядно проявляется также при контактовом метаморфизме, порождающем ряд хорошо известных зон метаморфизма, замыкающихся вокруг интрузивов. В дислокационно-метаморфических формациях горизонтальная зональность порождается уменьшением давления в обе стороны от локализирующих их зон интенсивного стресса и тектонических нарушений.

В развитии регионально-метаморфических формаций в целом регионально преобладает вертикальная зональность, обязанная постепенному снижению температуры и давления снизу вверх, и поэтому роль горизонтальной зональности тут затуманена, или же она проявляется лишь в крупном региональном плане.

При формировании большинства эндогенных формаций, за исключением эффузивных, происходит переход первичной вертикаль-

ной зональности во вторичную горизонтальную, а не наоборот, как в осадочных формациях. Кроме того, в таких глубинных формациях переход вертикальной глубинной зональности в горизонтальную может осуществляться без всякой миграции этих зон, в то время как в осадочных формациях постепенная горизонтальная миграция этих зон является обязательной предпосылкой для проявления III закона.

Но в развитии глубинных формаций также приходится считаться с пульсациями их температурного режима, очевидно вызывающими смещение вертикальных термических зон то вверх, то вниз. Такие пульсации давно установлены при детальном исследовании строения сложных полигенерационных гидротермальных жил, особенно характеризующихся телескопированием разнотемпературных фаз (например, в Кураминском ядре). Пульсации наглядно проявляются в деятельности вулканических центров. Следовательно, они отражают развитие магматических очагов в глубинах земной коры, где формируются интрузии, и оказывают влияние на образование интрузивных и контактово-метаморфических формаций. Пульсации развития трещин должны сказываться на ходе дислокационного метаморфизма.

Менее ясна роль пульсаций режима в развитии более консервативных, медленно протекающих регионально-метаморфических процессов. Но и здесь она несомненна, поскольку признается развитие как постепенно усиливающегося прогрессивного метаморфизма, так и обратного ему — регрессивного. Очевидно, тот и другой вид метаморфизма должен вызываться соответствующими смещениями вертикальных зон метаморфических фаций. Они постепенно сдвигаются вверх при прогрессивном метаморфизме (в результате наложения вышележащих толщ) и вниз при регрессивном.

Возрастное скольжение, являющееся следствием III закона в осадочных формациях, трудно доказуемо в магматических, поскольку в них возрастные отметки вообще устанавливаются с трудом, в обобщенном виде и зависят от региональных магма-тектонических процессов.

Установлены только проявления медленного регионального возрастного их скольжения, например, проявившееся в Средней Азии в постепенном смещении магматического фронта с севера на юг, соответствующая с общим развитием земной коры этого региона. В Северном Тянь-Шане магматизм имеет каледонский возраст, в Среднем и Южном Тянь-Шане и на Северном Памире — варисский и на Среднем Южном Памире — альпийский. Е. М. Головин в 1960 г. по данным определений абсолютного возраста установил, что в Кураминском ядре позднепалеозойский магматизм вначале распространялся от центра ядра к периферии (по крайней мере, на востоке), а затем, начиная с позднекаменноугольных-раннепермских фаз, — в обратном направлении. Но отмеченные явления происходили скачками, свидетельствуя, скорее всего, о действии IV закона.

IV закон — закон скачкообразного смещения фациальных зон. Об этом свидетельствуют только что отмеченные явления регионального возрастного скольжения магматических интрузий. Параллельно такое же скачкообразное возрастное скольжение испытывали сопряженные с ними пневматолито-гидротермальные процессы. Это хорошо известно металлогенистам.

Аналогичное возрастное скольжение испытывали и метаморфические процессы. Зеленокаменный и более значительный метаморфизм имел в Северном Тянь-Шане также каледонский возраст, южнее — варисский, еще южнее, на Среднем и Южном Памире и в Каракоруме — альпийский, охватив там даже рэтические отложения.

V закон — закон о несогласном наложении зон развития более поздних эпигенетических глубинных формаций на более ранние и на свойственные последним сингенетические фациальные зоны. Эти явления широко известны в интрузивных и пневматолито-гидротермальных формациях, но труднее выявляются в метаморфических (главным образом в контактово-метаморфических). На установлении пересечения разновозрастных интрузий, а также разновозрастных пневматолито-гидротермальных жил основано определение их относительного возраста. Относящиеся сюда факты общеизвестны и не требуют дополнительного рассмотрения.

Конечно, все приведенные соображения по поводу проявления основных фациальных законов в глубинных формациях требуют проверки и дальнейшего развития.

Глава 6

РИТМИЧНОСТЬ ФОРМАЦИИ

Ритмичное, т. е. периодическое развитие геологических формаций является общей их закономерностью. Она тесно связана с основными фациальными законами образования формаций, являясь дальнейшим развитием III и особенно IV закона.

Поэтому можно было бы говорить о VI основном фациальном законе — законе ритмичности геологических формаций. *В развитии геологических формаций проявляется неоднократно периодическое двустороннее непрерывное или же непрерывно-прерывистое смещение горизонтальных фациальных зон, вызывающее ритмичное отложение их продуктов в разрезе.*

Как показал анализ истории развития относящихся сюда представлений, термины «ритмичность» и «цикличность» в равной мере отражают реально проявляющееся периодическое развитие геологических процессов и потому, практически, в геологии являются синонимами. Поэтому трудно отдать предпочтение одному из них и геологи пользуются обоими терминами на равных правах.

Под термином «ритмичность» («цикличность») далее понимается неравномерно-периодическое непрерывно-прерывистое (пуль-

сирующее) чередование двух взаимно противоположных («полярных») тенденций изменения геологического процесса, подчиненное общему необратимому его развитию. Поэтому отдельные ритмы (циклы) такого развития незамкнуты и являются как бы витками общего спиралевидного развития.

Ритмичность играет важнейшее значение при изучении формаций, особенно их морфологии и, следовательно, при установлении соотношений и границ между ними. При этом иногда возникает настолько тесное ритмичное переслаивание разных формаций, что иногда исследователи предлагали выделять под названием формаций отдельные ритмически сложенные их сочетания, относящиеся к различным генетическим типам. Помимо крупной регионально обусловленной формационной (и субформационной) ритмичности, наложенной на развитие формаций (и субформаций), выделяется мелкая «внутриформационная» (см. гл. 1), выраженная в чередовании пород, т. е. в образовании петрографических ритмических серий.

Только петрографические ритмосерии являются частями формаций, оставаясь внутри их. Более крупные ритмические подразделения, выявляющиеся при изучении взаимоотношений субформаций и формаций и обязанные их взаимному перекликиванию, выходят за границы тех и других, пересекая их и образуя сравнительно выдержанные и очень протяженные пластины, ограниченные субпараллельными поверхностями. Такие ритмосерии не совпадают с формациями и субформациями, которые, как правило, отличаются большей или меньшей выдержанностью и прихотливостью и отделяются одна от другой сложнозубчатыми границами. Поэтому знание закономерностей ритмичности формации необходимо для правильного понимания их стратиграфии. Ритмичность осадочных формаций посвящены работы М. С. Швецова и С. В. Тихомирова по Восточно-Европейской платформе, Н. Б. Вассоевича по флишу Кавказа, В. И. Попова по Средней Азии, В. П. Казаринова по климатической ритмичности Сибири и др.

Ритмы и ритмические серии

Проявления ритмичности (цикличности) геологических процессов во времени обозначаются тождественными терминами «ритмы» или «циклы». Они образуют несколько градаций разного порядка (табл. 4). Выделяются ранние, средние, поздние элементы ритмов (I ЭР, II ЭР, III ЭР и т. д., по Н. Б. Вассоевичу).

Вещественные и пространственные проявления, выраженные в ритмах (циклах), представленных чередованием конкретных пород или формаций, обозначаются терминами «ритмические» («циклические») ряды (серии) пород или формаций, короче — «ритмосерии» («циклосерии»).

Термин «ритмосерия» («циклосерия») является термином свободного пользования и может применяться для обозначения ритмосерий любого масштаба.

**Характеристика градаций соподчиненных ритмосерий разного порядка
и соответствующих им ритмов**

Ритмические ряды (ритмосерия)		Ритмы (периоды времени)
Название	Качественная характеристика	
Формационные ритмосерии		
Геологический комплекс (ГК)	Охватывает ряд семейств формаций, образовавшихся в течение одной главной региональной орогении: альпийской, варисской и т. д.	Георитм (ГР)
Ритмокомплекс (РК)	Объединяет ряд комплексов формаций, отвечающий менее крупной орогении (продолжительность образования от 50—70 до 150, чаще 110 млн. лет); близок к длительности геологического периода	Комплексритм (КР)
Ритмотолща (РТ)	Обнимает ряд формаций (например осадки климатического фациального комплекса); по продолжительности образования близка к геологической эпохе	Мегаритм (МеР)
Субформационные ритмосерии		
Ритмосвита (РС)	Охватывает ряд субформаций, т. е. осадков смежных динамических фациальных поясов и соответствующих им фациальных свит; по продолжительности образования близка к геологическому веку	Макроритм (МаР)
Ритмопачка (РП)	Объединяет ряд осадков смежных динамических фациальных зон: 1) подвижной обломочной; 2) умеренноподвижной пелитовой; 3) условно-застойной (и соответствующих им фациальных пачек); по продолжительности образования близка к геологической зоне	Миниритм (МнР)
Петрографические ритмосерии		
Ритмослой (РСл) Ритмит (РМ)	Обнимает периодический ряд отдельных слоев пород (фациальных литогенетических типов), четко ограниченных друг от друга	Микроритм (МкР)
Субслой (СС) Эмбриослой (ЭС)	Охватывает чередование разновидностей близких по составу пород, четко обособляющихся внутри одного слоя или же нерезко разграниченных между собой	Субритм (СР)

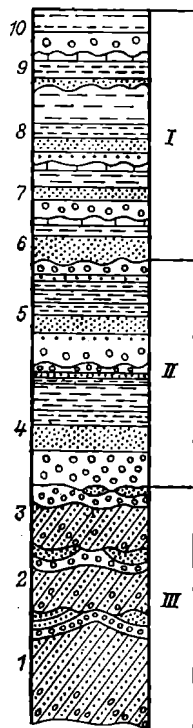
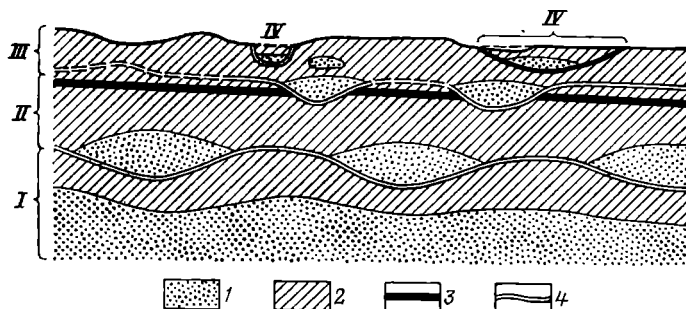


Рис. 14. Схема строения ритмосерий (1—10) разных типов (I—III). По В. И. Попову:

I — прямые односторонние (прибрежные трансгрессивные серии осадков, водноточковые осадки); II — двусторонние (прибрежные трансгрессивно-регрессивные серии осадков); III — обратные односторонние (грязепотоковые осадки)

Рис. 15. Современная ритмическая надводнодельтовая равнинно-долинная молассовая формация р. Амударьи с прерывистым линзовидным залеганием песчаников в начале ритмосерий. По В. И. Попову, Н. И. Гридневу и К. А. Набиеву.

Схема ритмопачек I—IV: 1 — русловые пески, 2 — пойменные алевропелиты, 3 — болотные глины, 4 — поверхности размыва



Ритмосерии имеют различное строение. Лишь изредка встречаются полные двустороннесимметричные ритмосерии, отвечающие III основному фациальному закону (см. рис. 9, 10). Три других типа их строения, соответствующие IV основному фациальному закону (см. рис. 12), схематически изображены на рис. 14. Среди них чаще всего встречаются прямые односторонние ритмосерии; реже — неполные двусторонние (в развитии которых лишь отчасти отразился IV фациальный закон): мощность слоев в верхней половине такой ритмосерии резко сокращается, по сравнению с нижней; очень редки обратные односторонние ритмосерии.

Приведенные примеры характеризуют ритмосерии, относительно выдержанные в смежных разрезах. Однако встречаются ритмосерии (рис. 15), в которых часть слоев, чаще всего характеризующих начало развития ритма, залегает в смежных разрезах в виде прерывистых линз, относящихся к одному и тому же стратиграфическому уровню, и заполняющих углубления эрозионного рельефа, предшествующего образованию данной ритмосерии. Детальное изучение непрерывных разрезов отложений, вскрывающихся в протяженных карьерах, позволяют думать, что такие прерывистые ограничения ритмосерий встречаются значительно чаще, чем это можно было бы предполагать по данным исследований разобщенных разрезов формации.

Градации ритмосерий

Ритмосерии (циклосерии) разных порядков выступают при исследовании формаций, а также в стратиграфии в качестве ритмостратиграфических (циклостратиграфических) подразделений соответствующих рангов (см. табл. 4).

Приведем их краткую характеристику

Разделение геологических комплексов (ГК), термин Д. С. Коржинского, (рис. 16) устанавливается и прослеживается в пределах регионов, соизмеримых с крупными частями материков. Каждый такой комплекс отвечает одному из главных орогенных (магма-тектонических) циклов — каледонскому, варисскому, альпийскому и др. (табл. 5) и включает в себя все семейства и комплексы формаций, образующиеся от начала до конца такого цикла.

По границам последних происходит особенно значительное усиление магма-тектонических процессов. Поэтому эти границы в геосинклинальных и иных окраинно-материковых орогенных поясах (прагеосинклинальных или в островных дугах) подчеркиваются проявлениями региональных фаз гранитообразования и сопутствующих им мощных фаз горообразования, а также региональными несогласиями, протягивающимися отсюда в смежные области континентов, включая платформы. Более древние комплексы орогенных поясов сильнее метаморфизованы, чем также облегчается их выделение и разграничение.

Каждый геологический комплекс представляет собой крупный двустороннесимметричный ритмический ряд формаций (см. гл. 25), в начале и в конце которого могут преобладать наземные и прибрежные их разности, а в середине — карбонатные и удаленные пелитовые и базальтовые.

В условиях относительно выровненного рельефа, какой господствует в середине истории каждого геологического комплекса, особенно широкое развитие получают карбонатные отложения, а также гелевые (кремнистые, глинозёмистые, железистые и т. п.) и углеродистые. Пачки таких отложений отличаются наибольшей выдержанностью по площади. Вдоль них проводится осевая сре-

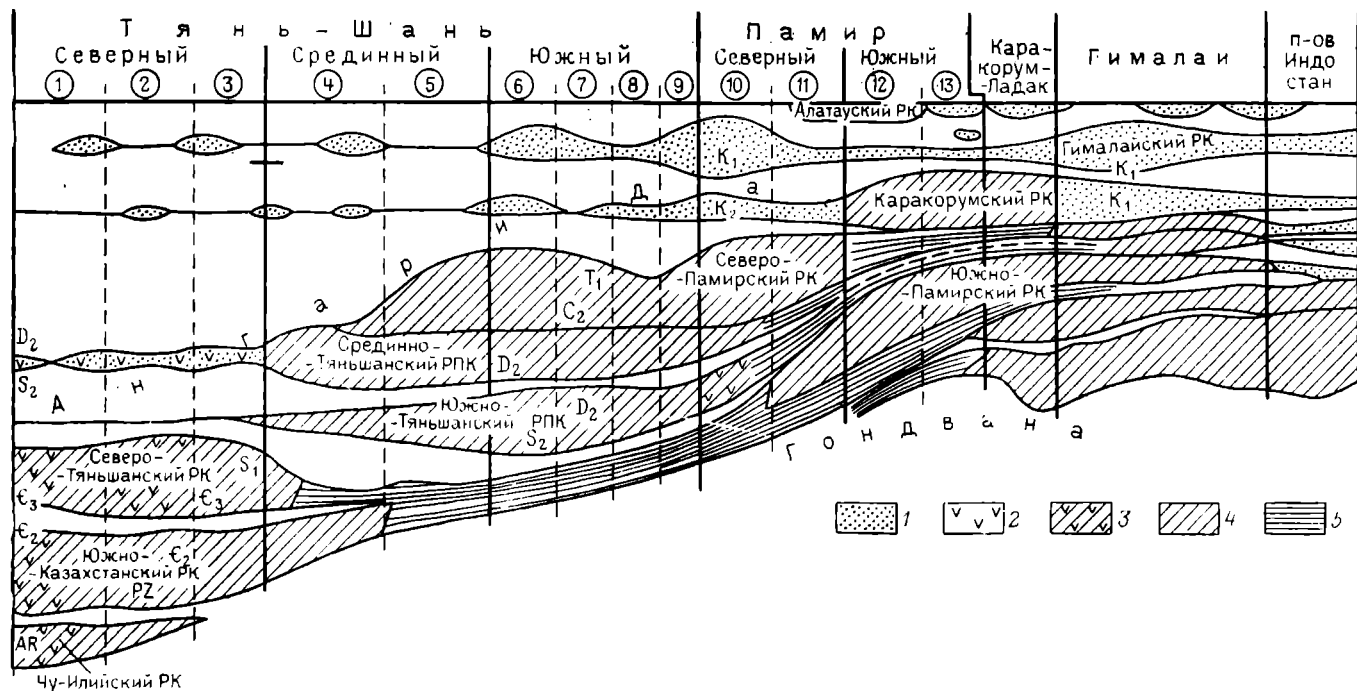


Рис. 16. Схема расчленения и горизонтальной зональности ритмокомплексов (РК) и ритмоподкомплексов (РПК) Средней Азии. По В. И. Попову.

Осадочные формации: 1 — внутриконтинентальные, постгеосинклинальные; 2 — то же перигеосинклинальные (с эффузивами, интрузивами); 3—4 — окраинно-материковые и геосинклинальные (3 — ядерные; 4 — междуядерные); 5 — океанические. Регионы: 1 — Чу-Илийские горы; 2 — Киргизский хребет; 3 — Таласский хребет; 4 — Чаткальский хребет; 5 — Кураминский хребет; 6 — Фергана; 7 — Алай; 8 — Зеравшанский хребет; 9 — Гиссарский хребет; 10 — Южно-Таджикская депрессия; 11 — Дарвазский хребет; 12 — Рушанский хребет; 13 — Шугнанский хребет.

Главные магма-тектонические циклы и соответствующие им геологические комплексы Памирского смятия и Индостана. По В. И. Попову

Цикл (геологический комплекс)		Время его окончания (главная орогенция)	
Индостан, Юго-Западный Памир	Северный Тянь-Шань	Относительный возраст	Абс. возраст (млн. лет)
Альпийский	Альпийский	Современный	0
Варисский	Варисский	Поздний триас	210
Каледонский	Каледонский	Поздний ордовик	480
Делийский	Байкальский	Поздний венд	580
Сатпурский	Кенкольский	Первая половина позднего рифея	900±100
(аличурский)			
Восточногатский	Киргизский	Конец раннего рифея	1400±100
Постдарварский	Предкиргизский	Предсреднепротерозойский*	1750?
(южнопамирский)			
II дарварский	Актюзский	Вторая половина раннего протерозоя	2100—2000
I дарварский	—	Середина раннего протерозоя	2400—2300
(шахдарийский)	—	Предпротерозойский	2700—2600
Индостанский	—		
(горанский)	—		
Гудивадийский	—	Середина архея	3000—2900
Догудивадийский	—	Катархей	3500±500

* Поздний раннепротерозойский по новой шкале расчленения протерозоя, в которой средний протерозой объединен с нижним.

динная плоскость той крупной ритмической серии, какой является геологический комплекс.

Отмеченные особенности неодинаково проявляются в разных участках горизонтального распространения одного и того же комплекса, в разных его горизонтальных зонах. Континентальные отложения больше преобладают внутри континентальных областей и, напротив, исчезают внутри океанических. Это также нужно учитывать при выделении и установлении распространения каждого геологического комплекса.

По мнению авторов, каждый геологический комплекс образует в разрезе земной коры отдельный структурно-формационный ярус и охватывает несколько ритмических формационных серий, выделяемых под названием ритмокомплексов (РК). Каждый из них также отвечает одному достаточно большому магма-тектоническому ритму (циклу) развития земной коры, выражаясь в образовании последовательного двустороннеритмичного ряда семейств или комплексов формаций, семейств шлировых или удаленных неритовых пелитовых и др.

В геологических комплексах Средней Азии обычно четко выделяется по два или три ритмокомплекса длительностью от 90—100 до 110—120 млн. лет, реже от 70—80 до 150 млн. лет, что близко к длительности одного геологического периода. Продол-

жительность образования ритмокомплексов, по-видимому, несколько убывает от архея к современности.

Обособление ритмокомплексов и их развитие также определяются энергетикой магма-тектонических процессов. Поэтому границы ритмокомплексов определяются в схеме примерно по тем же признакам, что и границы геологических комплексов (см. выше), а в развитии каждого ритмокомплекса устанавливаются такие же этапы.

Обычно в геологическом комплексе нижний ритмокомплекс, выделяющийся в его развитии, наиболее обогащен базитовыми и удаленными пелитовыми формациями. Средний ритмокомплекс, если он выделяется в данном геологическом комплексе, обогащен карбонатными, удаленными пелитовыми, иногда силицитовыми формациями. Наконец, в верхнем ритмокомплексе наиболее широко представлены грубые шлировые и молассовые формации, а также эффузивные и интрузивные формации кислого и среднего состава.

Каждый ритмокомплекс образует в разрезе земной коры отдельный ритмокомплексный структурно-формационный подъярус.

Некоторые ритмокомплексы вследствие повторного, хотя и неполного ритмического развития слагающих их формаций могут быть расчленены на два ритмоподкомплекса (РПК). Продолжительность образования у каждого из них примерно в два раза меньше, чем у объединяющего их ритмокомплекса, что является одним из главных критериев при их выделении. Можно дать в общем такую же характеристику последовательности слагающих их формаций, как и у ритмокомплексов, но ряды слагающих их формаций отличаются меньшей полнотой. Ритмокомплексы образуют дополнительные подразделения внутри структурно-формационных подъярусов.

На рис. 16 показано расчленение фанерозойских геологических комплексов и ритмокомплексов, установленных в Средней Азии. В других регионах, вероятно, имеется иная схема их расчленения.

Орогенические циклы выделялись в разных регионах земного шара. Но их границы в разных местах не совпадают по времени. Это можно объяснить их обусловленностью местными радиогенными процессами.

В каждом ритмокомплексе выделяются по две-три ритмотолщи (РТ), реже — более (см. табл. 4). Длительность их образования часто близка к длительности геологической эпохи. Они разделяются несогласиями, которые часто имеют региональный характер. Их проявления, согласно IV основному фациальному закону, наступают внезапно, вклиниваясь в самые различные формации, а не только в молассовые и шлировые, среди которых они чаще всего наблюдаются. Несогласия наиболее характерны для ритмотолщ, развивающихся вблизи границы ритмокомплекса.

Каждая ритмотолща в фанерозое (и докембрии?) по продолжительности развития примерно близка к отдельным эпохам, не совпадая с ними по своим границам.

жительность образования ритмокомплексов, по-видимому, несколько убывает от архея к современности.

Обособление ритмокомплексов и их развитие также определяются энергетикой магма-тектонических процессов. Поэтому границы ритмокомплексов определяются в схеме примерно по тем же признакам, что и границы геологических комплексов (см. выше), а в развитии каждого ритмокомплекса устанавливаются такие же этапы.

Обычно в геологическом комплексе нижний ритмокомплекс, выделяющийся в его развитии, наиболее обогащен базитовыми и удаленными пелитовыми формациями. Средний ритмокомплекс, если он выделяется в данном геологическом комплексе, обогащен карбонатными, удаленными пелитовыми, иногда силицитовыми формациями. Наконец, в верхнем ритмокомплексе наиболее широко представлены грубые шлировые и молассовые формации, а также эффузивные и интрузивные формации кислого и среднего состава.

Каждый ритмокомплекс образует в разрезе земной коры отдельный ритмокомплексный структурно-формационный подъярус.

Некоторые ритмокомплексы вследствие повторного, хотя и неполного ритмического развития слагающих их формаций могут быть расчленены на два ритмоподкомплекса (РПК). Продолжительность образования у каждого из них примерно в два раза меньше, чем у объединяющего их ритмокомплекса, что является одним из главных критериев при их выделении. Можно дать в общем такую же характеристику последовательности слагающих их формаций, как и у ритмокомплексов, но ряды слагающих их формаций отличаются меньшей полнотой. Ритмокомплексы образуют дополнительные подразделения внутри структурно-формационных подъярусов.

На рис. 16 показано расчленение фанерозойских геологических комплексов и ритмокомплексов, установленных в Средней Азии. В других регионах, вероятно, имеется иная схема их расчленения.

Орогенические циклы выделялись в разных регионах земного шара. Но их границы в разных местах не совпадают по времени. Это можно объяснить их обусловленностью местными радиогенными процессами.

В каждом ритмокомплексе выделяются по две-три ритмотолщи (РТ), реже — более (см. табл. 4). Длительность их образования часто близка к длительности геологической эпохи. Они разделяются несогласиями, которые часто имеют региональный характер. Их проявления, согласно IV основному фациальному закону, наступают внезапно, вклиниваясь в самые различные формации, а не только в молассовые и шлировые, среди которых они чаще всего наблюдаются. Несогласия наиболее характерны для ритмотолщ, развивающихся вблизи границы ритмокомплекса.

Каждая ритмотолща в фанерозое (и докембрии?) по продолжительности развития примерно близка к отдельным эпохам, не совпадая с ними по своим границам.

Обычно ритмотолща расчленяется на три-пять ритмосвит (РС) или биоритмосвит (БРС), реже — более. Ритмосвита по длительности образования приближается к веку, хотя границы тех и других часто не совпадают. В прибрежных областях каждая ритмосвита объединяет осадки, возникшие при смене континентальных фаций на морские. По границам ритмосвит нередко наблюдаются перерывы, иногда небольшие угловые несогласия.

Выделение ритмосвит с наибольшей достоверностью производится лишь в фанерозое, где оно может быть проконтролировано биостратиграфическими данными. Ритмосвиты (биоритмосвиты) являются сейчас важнейшими ритмостратиграфическими подразделениями, используемыми при динамофациальном и формационном геологическом картировании.

При детальном исследовании, связанных с детальными поисковыми и разведочными работами, используются более мелкие единицы — ритмопачки (РП) (см. табл. 4). В ритмосвите обычно выделяется от двух до десяти ритмопачек. Мощность последних в орогенных формациях измеряется несколькими десятками метров. В каждой ритмопачке объединяются две или три фациальные пачки, часто относящиеся к одному и тому же фациальному поясу. По границам ритмопачек иногда наблюдаются фациальные перерывы и размывы, характеризующие смену осадков одного фациального пояса другим. При необходимости можно выделять и картировать еще более мелкие подразделения (пласты, зоны линз).

Энергетическое понимание ритмосерий и их признаки

Существует энергетическое объяснение ритмичности (циклическости) седиментации [26], когда начало ритма связано с возрастанием энергии движения вещества. В крупных грациях отражается ритмическое развитие глубинных физико-химических процессов, в том числе магматических и порождаемых ими тектонических циклов. В менее крупных климатически обусловленных грациях отражаются периодические изменения активности выделения солнечной энергии. Проявления тех и других во времени сказываются параллельно друг другу, складываясь между собой в ходе развития земной коры, и совместно отражаются, в частности, в периодических изменениях хода седиментации. Поэтому две генетические разновидности ритмов — тектонически и климатически обусловленные — пока еще не могут быть четко обособлены друг от друга на данном этапе развития литологии и их разделение не учитывается авторами.

Образование ритмических (циклических) серий любого порядка выражается в чередовании осадков фаций, с одной стороны, образованных ближе к поднятию и проявляющихся в начале серии; с другой — относящихся к динамическим фациям, более удаленным от поднятий, какие появляются главным образом в середине и во второй половине таких серий. Иначе говоря, к началу

ритмической серии относятся осадки, связанные с максимальным разрастанием поднятий и с наибольшей регрессией моря, а к середине — осадки, связанные с максимальным расширением впадин и с наибольшей трансгрессией.

В начале каждого ритма осадкообразования среднего порядка, т. е. каждой ритмосвиты или ритмопачки, отлагаются более грубые, более крупнозернистые осадки, свидетельствующие об относительном максимуме свободной энергии и живой силы перемещавших их потоков. При этом речь может идти о речных потоках или осыпных, а также вдольбереговых, доинотеченевых, турбидитных и т. д. К концу же его преобладают более тонкие осадки, свидетельствующие об относительном снижении этих уровней.

Периодическое чередование двух взаимно противоположных тенденций течения процесса, устанавливаемое в развитии ритмосерий, не сводится только к количественным его изменениям, т. е. к смене максимумов и минимумов его свободной энергии, но касается и качественных особенностей процессов. Это выражается в наблюдаемой в каждой ритмической серии смене чередования различных по составу отложений. Наиболее подвижные отложения обломочной динамической фацальной зоны сменяются умеренно подвижными в пелитовой зоне и, наконец, затишными в условно-застойной динамической фацальной зоне. Поэтому при выделении ритмических серий недостаточно опираться на один лишь изменения гранулярного состава. При этом границы между ритмосериями искусственно сглаживаются, расплываются и их отображение в виде графика представляет плавную синусоиду, т. е. развертку кругового циклического движения. На самом же деле ритмосерии резко сменяют друг друга, что наглядно выявляется при отображении их с помощью рельефных динамофацialsных колонок, отображающих реальную ритмичную смену и чередование различных фацально обусловленных осадочных пород.

Это связано с тем, что различная энергетическая значимость осадков, закономерно сменяющихся в разрезе ритмосерии, зависит не только от размеров слагающих частиц, но в еще большей мере от их положения в общей последовательности стадийно сменяющихся динамических процессов и поясов осадкообразования, наблюдаемой по пути движения осадков от поднятий к равнинам и далее — к берегам водоемов и в глубины последних. Среди них осадки стадийных динамических фацальных поясов, расположенных ближе к поднятиям, образованы в условиях большей энергии рельефа, чем осадки поясов, более удаленных от возвышенностей.

Энергетические отличия в условиях образования разных фацальных свит учитываются при проведении границ ритмических серий. Например, если в колонке осадков на волноприбойные гравелиты налегают аллювиальные песчаники, алевролиты и алевропелиты, подолшу ритмических серий следует проводить по подолше этих аллювиальных отложений, а не по подолше гравелитов. При таком подходе ритмическая смена выражается в смене

отложений разных динамических фациальных поясов или разных зон и, следовательно, обозначает качественную смену процессов, порождающих осадки разных ритмосерий.

У границ ритмической серии обычно возрастает карбонатность отложений и, в связи с этим, проявляются максимумы на электрокаротажном графике изменений электрического сопротивления пород и минимумы на кривой спонтанной поляризации. В конце ритмической серии могут накапливаться наиболее растворимые соединения и в связи с этим происходят изменения электрических свойств и обратные отклонения на обеих электрокаротажных кривых. Закономерно изменяется также радиоактивность, наиболее возрастающая в концевых застойных отложениях ритмосерий и отраженная на кривых гамма-каротажа.

Изменяется окраска осадков: более светлая в начале ритма и более темная в конце, так как там возрастает содержание органических веществ. В аэроморфных красноцветных молассовых формациях начальные элементы ритмосерий нередко гидроморфные (серо- и зеленоцветные). Такие ритмические изменения цвета осадков часто обусловлены вариациями палеоклимата, если только не являются результатом вторичных гидрогенных процессов.

Установлены также периодические климатически обусловленные изменения состава спор пыльцы (по Н. А. Садовской). Их ассоциации в начале ритмосвит характеризуют более прохладный и влажный климат, в середине — более теплый и влажный, в конце — теплый и более сухой. Аналогичные изменения палеоклимата отмечал Н. В. Логвиненко в 1953 г. в угленосных формациях Донбасса: в начале формирования ритмопачек климат оказывался более влажным, к концу — более сухим.

При корреляции ритмосерий помощь может оказать чередование следующих климатически обусловленных петрографических ассоциаций: а) в начальных элементах наблюдаются более гумидные продукты (глинозёмистые сланцы, железные и марганцевые руды и др.); б) к конечным их элементам приурочены более аридные ассоциации (красноцветные молассовые формации), увеличивается карбонатность, иногда появляются гипс и другие соли.

Ритмично изменяется также обусловленная климатом степень выветрелости аллотигенных минералов («степень зрелости их минерального состава», по В. П. Казаринову), возрастающая от начальных элементов ритмосерий (циклосерий) к ее концу. Но иногда это же наблюдается в самом начале ритмосерии, вследствие происходящего в это время размыва и переотложения «зрелых» минералов предыдущей ритмосерии (циклосерии). Такие изменения также обусловлены вариациями климата. Ритмически изменяется и содержание различных химических элементов.

При изучении периодичности, т. е. ритмичности (цикличности), образования формаций большое значение приобретают различные математические методы.

Один из методов основан, по А. Б. Вистелиусу, на том, что в общем виде состав отложения в точке y разреза представляет функцию от расстояния точки x до подошвы разреза, т. е. $y = f(x)$.

Он показал применение этой простейшей функции в кайнозойских молассах Челекена в изучении ритмичности изменения мощностей их слоев — y_0, y_1, y_2 и т. д., измеренных в точках x_0, x_1, x_2 и т. д. на равных расстояниях m друг от друга (опытным путем было показано, что хорошая сходимость данных получается при $m = 0,25$ м). При этом он от значений y_0, y_1, y_2 и т. д. переходит к значениям Δ «конечных» разностей между смежными величинами: $y_0 - y_1 = \Delta y_0, y_1 - y_2 = \Delta y_1$ и т. д.

Эти значения можно изобразить в виде кривой изменения мощностей рядом со стратиграфической колонкой.

Для первого ее сглаживания используется кривая Δ^2 , построенная по данным разностей $\Delta y_0 - \Delta y_1 = \Delta^2 y_0, \Delta y_1 - \Delta y_2 = \Delta^2 y_1$ и т. д.

При необходимости дальнейшего сглаживания аналогичным образом вычисляются значения Δ^3 .

Приведем математическое выражение конседиментационного изменения мощностей осадочных формаций и ритмосерий. Оно, по мнению В. З. Ершова, выражается в следующем правиле: отношение мощностей между двумя стратиграфическими определенными толщами в разных точках равны между собой.

Это правило нарушается вследствие проявляющегося временами скачкообразного нарастания интенсивности непрерывно происходящих процессов и, особенно, если при этом возникает поднятие местности над базисом денудации.

Фактически, с подобными качественными и количественными изменениями, проявляющимися в периодическом ходе осадкообразования, согласованы также периодические вариации любых других особенностей состава и свойств осадочных отложений.

Взаимная согласованность ритмических изменений

Важнейшая закономерность ритмичности, положенная в основу методики ее изучения, заключается в энергетически обусловленном взаимном согласовании самых различных взаимно противоположных тенденций развития вещественных ее проявлений. Связано это с тем, что в развитии последовательных ритмов энергетические максимумы, внезапно проявляющиеся по их границам, — в начале каждого из них чередуются с промежуточными, более постепенно наступающими снижениями интенсивности его энергии (согласно IV закону). Согласованное чередование и смена таких тенденций проявляются, например, в изменениях петрографических, минеральных и химических особенностей изучаемых колонок отложений, их физических свойств и даже в составе органических остатков.

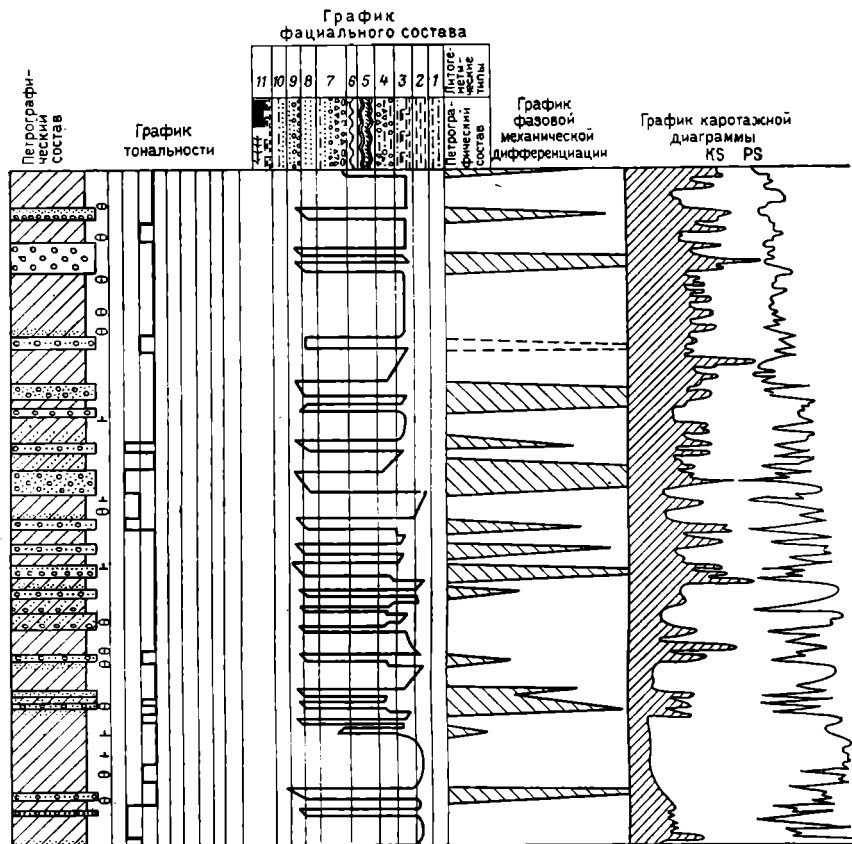


Рис. 17. Литограмма части разреза кайнозойской молассовой формации Южной Ферганы, показывающая согласованное ритмическое изменение различных ее свойств в разрезе. По В. И. Попову.

Литогенетические типы отложений континентальных депрессий: 1 — глинисто-алевритовый и песчано-алевритовый (озерно-болотные микрофаши); 2 — узорный глинисто-алевритовый и песчано-алевритовый карбонатизированный (фаналевриты, заболоченные и не заболоченные); 3 — глинисто-алевритовый, песчано-алевритовый и песчано-паттумный карбонатизированный (фаналевриты лёссовидные); 4 — гравийно-паттумный, щебнево-паттумный и валуно-паттумный (фаналевриты селевые); 7 — валунистый, щебнево-галечный, песчаный и мелкопесчаный (фаналеврит и фангломерат; соответственно русловые, пойменные и паводковые); 8 — песчаный (золотые; золово-пролювиальные и золово-аллювиальные); 9 — галечный (русла; паводково-русловые); 10 — струйчато-песчаный; алевритов-песчаный и струйчато-алевритовый (пойма; пойменные); 11 — глинисто-алевритовый; известково-алевритовый, углистый (свалпы; озерно-болотные пресноводные). Перерывы, связанные с поднятиями: 5 — несогласие угловое и параллельное; 6 — разрыв

Такое согласование наглядно выявляется и изображается с помощью литограммы, т. е. системы графиков, отображающих сопряженные изменения отдельных свойств отложений и привязанных к общей стратиграфо-литологической их колонке (рис. 17).

Одни и те же ритмические серии поэтому могут быть выделены в разрезе на основании разных методов исследования: как данных фациального анализа, так и гранулометрических данных или материалов о содержании растворимых компонентов осадков, или

органических веществ, измерений радиоактивности или электро-сопротивления (данные карботажа) и т. д.

В связи с этим разные проявления ритмичности можно считать взаимодополняющими и взаимозаменяющими. Например, можно коррелировать одни и те же ритмические подразделения, установленные, с одной стороны, в колонках, полученных по данным изучения естественных обнажений, с другой — по данным буровых скважин (см. рис. 17); или одни из разновозрастных ритмических серий могут быть расчленены по результатам полевых исследований, а другие, нижележащие, по данным буровых скважин.

В основе такого согласования лежит единство тектонической, климатической и литологической ритмичности. В разрезах осадочных формаций устанавливаются энергетически согласованные проявления как тектонически обусловленной ритмичности, так и климатически обусловленные.

О таком согласовании впервые писал В. А. Обручев, разбирая неотектонические процессы Центральной Азии. Но причины и механизм такого согласования до сих пор остаются еще неясными.

Наименования осадочных ритмических серий

Выделение ритмических серий разного порядка положено в основу ритмостратиграфической методики (см. гл. 7). Поэтому их наименования согласуются с общими правилами, принятыми в стратиграфии.

В основу названия каждой ритмической единицы, по возможности, кладется географическое наименование приблизительно соответствующей ей свиты или серии, толщи или комплекса (или же их части), какие ранее были установлены и поименованы в изучаемом районе.

Каждое из таких подразделений может: а) целиком соответствовать обычной свите или серии, толще или комплексу местной шкалы; б) охватывать две смежные свиты или серии, толщи или комплекса; тогда названия обоих участвуют в образовании наименования формации; в) являться нижней, средней или верхней частью свиты или серии, толщи или комплекса. Все это отражается в названии ритмической серии.

Ритмичность магматических формаций

В развитии магматических формаций наглядно проявляется ритмичность разных порядков: 1) крупная, регионального порядка; 2) менее значительная, сказывающаяся на строении отдельных магматических формаций.

1. Крупная ритмичность магматизма является причиной возникновения геологических комплексов и ритмокомплексов. Мы видели, что по их границам наблюдаются особенно значительные интрузии кислой магмы, а в средней части возрастает роль основных магматических эффузий.

Ритмичкой развития магматических формаций определяется периодичность тектонических движений и через них — также ритмика осадочных. Поэтому ритмичность развития магматических и осадочных формаций взаимно согласована в этих крупных ритмических сериях, а также в менее продолжительных, соответствующих ритмотолщам и ритмосвитам. Это наглядно устанавливается в Средней Азии, например, в верхнем палеозое Карамазара. Тут ритмосвиты эффузивных формаций в ядрах роста коры расчленяются перерывами и несогласиями и последние сменяются выше туфомолассовыми, туфошлировыми формациями, затем андезитовыми, позднее липаритовыми. В конце ритмотолщи образуются малые интрузии, главным образом кислые.

В гл. 1 приводились примеры ассоциаций формаций, в которых эффузивные формации повторно чередуются с осадочными (например, красноцветно-порфировая ассоциация или спилит-силицитовая).

2. В разрезах эффузивных формаций устанавливается также мелко-ритмичное чередование лав и туфов, например в липаритовых формациях.

Ритмичность в пневматолито-гидротермальных формациях

Проявляется ритмичность также в развитии пневматолито-гидротермальных формаций. Она наблюдалась, например, в Карамазаре, в строении зонарной Амелистовой кварцевой жилы в Канджале и висмутоносной флюорит-кварцевой в Чашлы, а также в зонарно-окрашенных баритовых корках Тюя-Муюна и в других местах.

Образование гидротермальных жил определяется режимом и сменой кислотных и щелочных растворов, их пульсациями можно объяснить периодическое зонарное отложение корок гидротермальных минералов.

Вероятно, ритмичность проявляется и в развитии метаморфических формаций. Это можно предполагать по аналогии с тремя другими петрогенетическими группами формаций. Однако у авторов нет прямых подтверждений этого допущения. По-видимому, их трудно отыскать в условиях медленного протекания процессов метаморфизма, при котором продукты более ранних его фаз должны успевать почти целиком превращаться в продукты иных фаз, иных термодинамических условий.

Ритмичность и полезные ископаемые

На анализе ритмичности во многом основаны прогнозы экзогенных месторождений полезных ископаемых.

В начале каждой ритмической серии нередко наблюдаются перерывы, связанные с поднятием района, и залегают наиболее грубые обломочные осадки. Они благоприятны, к примеру, для образования сингенетических россыпных месторождений (см. гл. 5,

I закон), некоторых сингенетично-эпигенетических и эпигенетических, привнесенных с растворами и инфильтрованных в эти пористые осадки (медистые, сереброносные, карнититовые, сероносные и иные рудоносные песчаники), а также залежей нефти, газа и подземных вод. Распространение таких жидких и газообразных масс ограничивается сверху малопроницаемыми пелитовыми осадками середины и второй половины ритмической серии. Среди последних встречаются ценные сорта глин (гидрослюды, каолиниты, монтмориллониты, палыгорскиты); вулканические пеплы, перешедшие в цеолиты; силициты (опоки, трепелы, яшмы), обычно сопровождаемые марганцовыми и иными рудами; иногда фосфориты, глауконит.

В конце каждой ритмической серии нередко отмечаются осадки застойных фаций с пластами руд железа, марганца, бокситов. Сюда же приурочиваются углеродистые породы, например, горючие сланцы с молибденом, рением, ванадием, вольфрамом (Туранский раннеэоценовый бассейн) или с медью (Польско-Германский позднепермский бассейн). Таковыми являются и палеозойские пиритизированные углеродистые сланцы, создающие основу для сингенетично-эпигенетического оруденения Центральных Кызылкумов.

В конце ритмосерий складывались также первичные стратиформные свинцово-цинковые руды.

Итак, с ритмическим развитием формаций тесно связано распределение осадочных полезных ископаемых в разрезах геологических формаций.

Глава 7

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И РИТОСТРАТИГРАФИЯ ФОРМАЦИЙ

О роли генетического учения о формациях в решении задач стратиграфии

Вследствие тесного соприкосновения учения о формациях региональной геологией с ним взаимодействует также такой важный раздел последней, как стратиграфия.

Д. В. Наливкин, долгое время возглавлявший Междуведомственный стратиграфический комитет СССР, считал, что объектами стратиграфии являются вещественные геологические образования — породы, свиты, формации, возраст которых она призвана устанавливать.

Отсюда можно сделать вывод, что задачей стратиграфии в настоящее время является установление многостепенного расчленения, последовательности, абсолютного или относительного возраста как геологических тел, сложенных горными породами, так и породивших их процессов.

Большинство только что перечисленных задач применительно к геологическим формациям решается с помощью методов генетического учения о формациях с учетом морфологических особенностей формаций основных фациальных законов.

Само слово «стратиграфия» говорит о разделении и описании совокупности слоев горных пород, что издавна связывается с познанием истории их образования. Это указывает на изначальную связь стратиграфии с учением о формациях, которое призвано изучать генетически обусловленные сочетания горных пород, в частности осадочных и эффузивных наслоений, и устанавливать процессы их образования.

В начале истории стратиграфии — в XVIII и частично в XIX вв. — ее развитие целиком проходило под знаком господства в ней формационных представлений. В то время формации в Западной Европе, где зародилась стратиграфия, являлись также единицами стратиграфических подразделений. Одновременно они разделялись перерывами и несогласиями, т. е. соответствовали современным ритмостратиграфическим единицам.

Формации лишились этой своей первоначальной роли, когда в самом конце XVIII в. в стратиграфии появился самостоятельный биостратиграфический метод, основанный на изучении разновозрастных ассоциаций животных и растительных остатков. Этот метод позднее надолго стал основным способом определения относительного геологического возраста осадочных наслоений и до сих пор является важнейшим и наиболее надежным, в тех случаях, когда он может быть применен.

В связи с этим в 1882 г. на II Международном геологическом конгрессе в Болонье формации были исключены из числа стратиграфических единиц и заменены различными эмпирически выделяемыми сочетаниями пород: комплексами, сериями, свитами, пачками и т. д., разделяемыми не только по их петрографическому составу, но и, в первую очередь, по их возрасту, определяемому с помощью содержащихся в них органических остатков.

Задачи и области применения стратиграфии становятся все более многообразными, и не во всех случаях ответ может быть дан с помощью одного лишь биостратиграфического метода. В частности, он оказывается бессильным в «немых» наземных осадочных и особенно древних и метаморфизованных толщах, а также при определении возраста магматических формаций.

Разные виды ископаемых организмов, на которых базируется биостратиграфия, могли в разных местах существовать в течение неодинаково продолжительного времени. Биостратиграфический метод, определяющий надежные крупные возрастные градации, часто не позволяет устанавливать более детальные, необходимые при проведении поисков и разведки, в соответствии с требующимся при этом гораздо более дробном подразделении осадочных наслоений.

В связи с этим перед современной стратиграфией возникает необходимость в дальнейшем совершенствовании ее методики,

потребность в подкреплении общепринятого биостратиграфического метода рядом других, его дополняющих. Это отмечено в последнем, переработанном издании Стратиграфического Кодекса СССР (1977 г.). В нем признана необходимость применения, помимо биостратиграфии (см. табл. 6), еще и абсолютной геохронологии, основанной на определении возраста пород по радиоологическим данным, а также магнитостратиграфии, основанной на палеомагнитном методе исследования, отмечается, хотя еще и не реализованная, необходимость использования методов литостратиграфии и ритмостратиграфии. Расчленение литостратиграфических единиц, как мы видели (см. гл. 6), вытекает из основных фациальных законов образования и распространения формаций. Наконец, в Ташкентском государственном университете, опираясь на эти законы и на установленную с их помощью изохронность ритмостратиграфических единиц и параллельность их границ с биостратиграфическими, было предложено совместить оба метода в едином биоритмостратиграфическом методе.

В настоящее время в стратиграфии наблюдается как будто бы закономерный и неизбежный возврат к признанию необходимости теоретически обоснованного выделения генетических литостратиграфических (в частности формационных) и ритмостратиграфических единиц, являющихся ее объектами и обоснованных в рамках генетического учения о формациях.

Поэтому в данной работе необходимо осветить сущность этих формационно-стратиграфических методов и возможности их применения. Они начинают сейчас все шире использоваться при теоретических и прикладных исследованиях формаций. Знакомство с ними, несомненно, должно представлять интерес для стратиграфов.

Типы стратиграфических шкал

Согласно монистическому принципу Меннера — Шиндевольфа, всеобщая стратиграфическая шкала едина для всей Земли, но она может изучаться как во всемирном разрезе, так и в региональном, или же еще в более узком, местном, и устанавливаться с помощью разных методов.

Действительно, хотя для всей Земли применима единая координата геологического времени, однако она может измеряться с помощью нескольких различных шкал — подобно тому, как для измерений расхода воды в одной и той же реке могут применяться различные водомерные рейки. Поэтому возрастное положение геологических тел и породивших их процессов в единой стратиграфической схеме может устанавливаться с помощью разновидностей единой стратиграфической шкалы, отличающихся друг от друга используемыми в них методами определения геологического возраста.

В частности, в настоящее время применяются следующие разновидности единой стратиграфической шкалы (табл. 6), совмещающиеся и согласующиеся друг с другом.

Типы стратиграфических шкал

Шкала	Положение подразделений во времени	Пределы распространения
Абсолютная возрастная Биостратиграфическая Магнитостратиграфическая	Изохронные То же »	Всеобщее То же »
Литостратиграфические: описательная, генетические (динамофациальная, формационная)	Метахронные То же » » »	Региональное и местное
Ритмостратиграфическая (циклострати- графическая) Биоритмостратиграфическая	Изохронные »	То же »

В этой таблице авторы, опираясь на основные фациальные законы (см. гл. 5), расчленяют все типы стратиграфических шкал на две группы: а) изохронные единицы и б) метакхронные (скользящие во времени) и намечают пределы их возможного горизонтального распространения.

Пределы продолжительности образования формаций

Различные методы стратиграфии позволяют определить возраст формаций, их возрастные границы, а также продолжительность их образования. Последняя у разных формаций может колебаться в очень широких пределах.

Так, с одной стороны, возрастной интервал формаций иногда может измеряться всего лишь тысячами лет, если не меньше. На скифских курганах, возрастом около 2000 лет, успела образоваться почвенная формация. Красные глубоководные глины, широко распространенные на дне океанов, часто подстилаются перигляциальными серыми илами, которые синхронизируются с последним, т. е. вюрмским (висконсинским) оледенением (75 тыс. лет назад).

С другой стороны, продолжительность образования отдельных формаций часто измеряется миллионами и десятками миллионов лет. Наибольшая длительность образования отдельной формации, по-видимому, установлена для ангарской угленосной формации в Сибири (300—320 млн. лет).

Пределы применения различных стратиграфических шкал

Три типа шкал (абсолютная, биостратиграфическая и магнито-стратиграфическая) имеют наибольшую ценность, так как с их помощью отбиваются, во-первых, изохронные стратиграфические единицы, во-вторых, они наиболее выдержаны, распространяясь на весь земной шар. Поэтому эти шкалы официально признаны в стратиграфии и легко синтезируются друг с другом.

Авторы остановятся ниже только на литостратиграфических и ритмостратиграфических шкалах (табл. 7), так как они непо-

Таблица 7

Соотношение близких по объему литостратиграфических и ритмостратиграфических подразделений

Литостратиграфические единицы			
Описательные	Генетические		Ритмостратиграфические и биоритмостратиграфические единицы*
	динамофациальные	формационные	
Комплекс	Орогидрографические фациальные комплексы наземных равнин: прибрежный, удаленный неритовый; континентальных и островных склонов и подножий; океанически поднятый; пелагический океанический	Семейство формаций	Геологический комплекс
		Подсемейство формаций	Ритмокомплекс
		Комплекс формаций	
Толща	Климатический фациальный комплекс	Формация	Ритмотолща
	Семейство фациальных свит		
Свита	Фациальная свита	Субформация	Ритмосвита
Пачка	Фациальная пачка	Пачка пород	Ритмопачка
Слой	Фациальный (литогенетический) тип породы	Порода	Ритмослой

* Геологи, предпочитающие «циклическую» терминологию, могут приставку «ритмо» заменить на «цикло».

В каждом ритмостратиграфическом подразделении объединяется несколько параллельных ему формационных.

средственно базируются на принципах учения о формациях и требуют дальнейшего уточнения. Такие шкалы, по мнению авторов, не могут претендовать на всемирное признание.

Сопоставление литостратиграфических и ритмостратиграфических единиц

Авторы пытались приблизительно сопоставить в табл. 7 ранги многостепенных ритмостратиграфических подразделений с рангами многостепенных литостратиграфических динамофациальных и формационных.

Во всех типах стратиграфических шкал, отраженных в табл. 7, выделяются четыре-пять градаций стратиграфических подразделений (не считая отдельные слои). Поэтому можно принять, что в разных шкалах стратиграфические подразделения близки или хотя бы приблизительно сопоставимы между собой по своему объему. Это использовано в названиях единиц близкого ранга, приведенных в табл. 6. Названия таких единиц во всех сравниваемых шкалах имеют в своей основе такие существительные, как комплекс, толща, свита, пачка.

Удобство этих терминов заключается в том, что они давно привились и используются в обычной местной описательной литостратиграфии.

В генетической литостратиграфической шкале использованы те же наименования, но с добавлением прилагательного «фациальный» (-ая, -ое) для динамофациальных единиц*; в ритмостратиграфической шкале используются те же наименования, но с добавлением приставки «ритмо» (или «цикло»).

Хотя этот способ установления названий ритмических серий упрощает терминологию, однако ритмостратиграфические единицы на один порядок больше, чем близкие к ним по наименованию литостратиграфические. Так, ритмопачка представляет ритмический ряд, состоящий из нескольких динамических фациальных пачек, ритмосвита — ритмический ряд, состоящий из нескольких динамических свит. Подобные соотношения существуют между ритмолотщами и толщами, ритмокомплексами и комплексами.

Литостратиграфические шкалы

Литостратиграфические шкалы (включая формационные) основаны на определении в стратиграфических колонках местных многостепенных единиц, которые, так или иначе, отличаются друг от друга по своему петрографическому составу или по фации и, отчасти, по фауне и флоре. Среди них различаются такие:

а) обычные эмпирические описательные литостратиграфические

* Наименования формационных единиц рассмотрены в гл. 11.

единицы (комплексы, толщи, свиты, пачки), отображаемые на любой стратиграфической колонке; широко применяются в местной стратиграфии; б) генетические (динамические фациальные и формационные) литостратиграфические единицы. Последние подчинены последовательно друг другу по рангу: 1) осадки орогидрографических фациальных комплексов (им отвечают семейства формаций); 2) осадки отдельных оротектонических фациальных комплексов — горообразовательных и равнинообразовательных (им отвечают подсемейства осадочных формаций); 3) комплексы формаций; 4) осадки климатических фациальных комплексов (им отвечают климатические «фациальные толщи», а также формации, по Н. М. Страхову); 5) осадки динамических фациальных поясов («фациальные свиты», которым соответствуют субформации); 6) осадки отдельных динамических фациальных зон («фациальные пачки»).

Следовательно, все генетические литостратиграфические единицы являются динамическими фациальными или формационными единицами того или иного ранга. Их выделение важно в том смысле, что они представляют определенные качественно обособленные геологические тела, каждое из которых обладает четкими границами, имеет свой генезис и состав, определяемые динамическими ландшафтными условиями, и несет определенные типы полезных ископаемых, подземных вод и газов.

Все литостратиграфические единицы, являясь единицами формационными, согласно III основному фациальному закону, тоже характеризуются возрастным скольжением своих границ и имеют только местное, реже региональное значение. Поэтому их картирование должно сопровождаться картированием пересекающих их изохронных ритмостратиграфических единиц.

Для характеристики относительного стратиграфического положения литостратиграфических единиц — как формаций и субформаций, так и свит — могут использоваться обозначения: нижний, средний, верхний (например, нижнегобийская молассовая формация). Самостоятельно описываемые стратиграфические подразделения, выступающие в роли геологических тел, а именно системы (карбон, девон), ярусы (визе, фамен и т. д.), также могут дополнительно разделяться на нижние, средние и верхние. Например, нижний или средний карбон, нижний визе или средний фамен, или верхний живет и т. д. Если же от наименований этих подразделений производится характеристики возраста каких-то геологических тел, то при этом используются прилагательные (например, карбоновый, девонский, визейский, фаменский и т. д.). Если необходимо дополнительно их подразделять, то используются прилагательные: раннекарбоновый, средневизейский, позднефаменский и т. д. Поэтому применяются, например, такие наименования формаций: раннетуронская верхнекарадагская удаленно-неритовая пелитовая формация, позднемаастрихтская верхнечеттыкская шлировая формация и т. п.

Ритмостратиграфические шкалы

Ритмостратиграфические (циклостратиграфические) шкалы основаны на выделении и корреляции в стратиграфических колонках серий периодически чередующихся формаций пород (см. гл. 6; рис. 17). Такие серии разделяются и прослеживаются с помощью основных фациальных законов (см. гл. 5). Преимуществом ритмостратиграфического метода является универсальность его применения (за исключением монотонных толщ), что особенно важно для практической геологии в настоящее время.

Выделяются ритмосерии разных рангов. Это позволяет при использовании их в качестве ритмостратиграфических единиц производить практически неограниченное дробное расчленение на все более мелкие единицы, в зависимости от необходимости. Наибольшее значение в ритмостратиграфии имеет сейчас использование ритмосвит и ритмопачек.

Особенно ценным для стратиграфии свойством ритмостратиграфических подразделений является их изохронность. Они не совпадают с метахронными формационными, а пересекают их насквозь, потому нередко включают разные формации, вклинивающиеся друг в друга или ритмически перемежающиеся между собой (как это наблюдается в паралической или иных ассоциациях формаций).

Однако однообразие ритмосерий разных рангов и наличие переходов между ними зачастую затрудняет их корреляцию в изучаемых разрезах.

Эта трудность применения ритмостратиграфического метода, как и некоторые другие, в значительной мере отпадает при использовании комплексного биоритмостратиграфического метода.

Биоритмостратиграфические шкалы

Биоритмостратиграфические шкалы (см. табл. 8; рис. 18) основаны на совместном применении ритмостратиграфической методики и биостратиграфической. При этом обе методики взаимно дополняют друг друга, позволяя суммировать положительные стороны каждой из них и снижая или исключая действие отрицательных.

Ритмостратиграфическая методика, лежащая в основе биоритмостратиграфических шкал, допускает установление неограниченно-мелких стратиграфических подразделений, но их корреляция в разных колонках проводится не всегда уверенно. Биостратиграфическая методика придает этим подразделениям необходимую достоверность, хотя сама по себе не может состязаться с ритмостратиграфической методикой по степени детальности подразделений.

Поэтому в настоящее время для теоретических и прикладных стратиграфо-формационных исследований местного и регионального значения наиболее совершенной и наиболее перспективной

представляется биоритмостратиграфическая методика (с дополнением ее данными магнитостратиграфии и абсолютного возраста). В частности, биоритмостратиграфические шкалы в Средней Азии положены в основу при выделении тех горизонтов, для которых производится динамическое фациально-палеогеографическое картирование, с успехом используемое при прогнозах экзогенных полезных ископаемых.

Расчленение биоритмостратиграфических подразделений основано на тех же методических приемах, как и при выделении ритмостратиграфических, а отличается только дополнительным, максимально возможным использованием ископаемых органических остатков, учитываемых с целью возрастной датировки ритмостратиграфических единиц.

Ритмостратиграфические (биоритмостратиграфические) стратотипы

Каждая региональная ритмосерия крупного или среднего порядка до ритмосвиты включительно должна иметь свой стратотип, расчленяемый на более мелкие ритмосерии.

Стратотипы ритмосерий особенно целесообразно устанавливать в краевых прогибах. Здесь отложения гораздо мощнее, разрез их представительнее. Отложения характеризуются перемежаемостью осадков наземных и морских формаций. Это позволяет с наибольшей четкостью устанавливать их ритмостратиграфическое расчленение, а наличие многих пачек морских отложений позволяет датировать ритмосерии, а также устанавливать комплексные биоритмостратиграфические подразделения. Кроме того разрезы отложений здесь обычно умеренно метаморфизованы и слабо деформированы.

Всем этим облегчается установление в краевых прогибах наиболее представительных ритмостратиграфических стратотипов*. Кроме того их подразделения легче всего могут прослеживаться в пределах смежных регионов, окаймляющих краевые прогибы. В частности, установленные в таких прогибах эталонные ритмостратиграфические схемы могут использоваться для ритмостратиграфического расчленения мощных разрезов формаций, развитых в смежных геосинклинальных поясах, или маломощных, как правило, неполных разрезов платформенных формаций.

Степень выдержанности ритмосерий

Для разработки ритмостратиграфии особо важную роль играет выяснение ареалов распространения отдельных ритмических се-

* Вследствие тех же условий, в краевых прогибах, параллельно с установлением ритмостратиграфических стратотипов, могут устанавливаться наиболее полные и представительные магнитостратиграфические стратотипы тех же отложений, отчего возрастает комплексность обоснования единой стратиграфической шкалы.

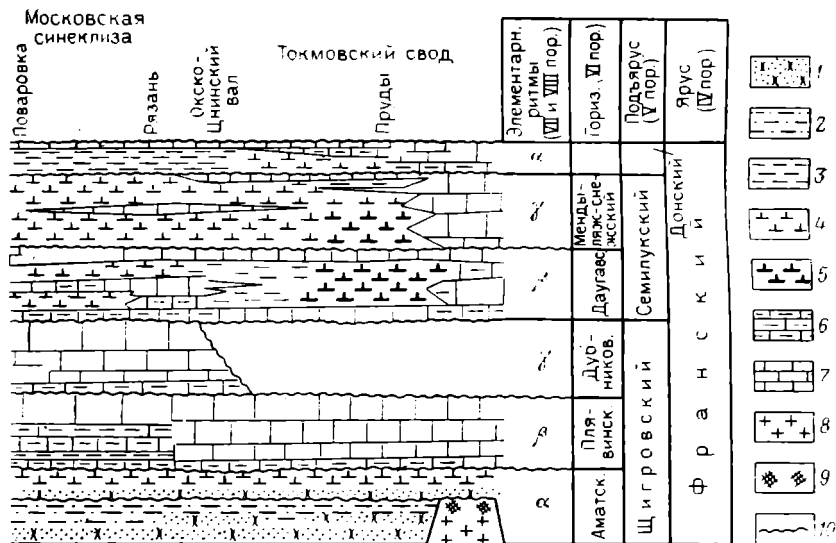


Рис. 19. Схема многостепенной ритмичности IV—VIII порядков в строении платформенных девонских шигровских и семилукских отложений Центральной части Русской плиты. По С. В. Тихомирову:

1 — песчаник; 2 — глина песчаная; 3 — глина; 4 — глина известковистая; 5 — глина известковистая, богатая органическим веществом; 6 — известняк глинистый; 7 — известняк; 8 — кристаллические породы фундамента платформы; 9 — горизонт коры выветривания; 10 — поверхности размыва

рий и степени их выдержанности. Мелкие ритмические серии, состоящие из отдельных пород и пачек, выдерживаются на меньших площадях, чем более крупные серии, слагаемые фациальными свитами и формациями.

Можно считать доказанной повсеместную для Средней Азии выдержанность выделенных здесь ритмосерий — от крупных до ритмосвит включительно.

К примеру, действие единой схемы биоритмостратиграфии меловых формаций Средней Азии, составленной С. Д. Макаровой в 1965 г., распространяется от Ферганы (см. рис. 18) через бассейн Амударьи до Каспия. Принимая во внимание данные А. Д. Архангельского от 1916 г., получается, что одна и та же схема применима для характеристики периодической схемы трансгрессий и регрессий мелового моря как в Туркестане, так и на юге России. Однако в Сибири, т. е. по другую сторону Центрально-Казахского поднятия устанавливается иная схема биоритмостратиграфии меловых отложений.

Нередко устанавливается, что ритмостратиграфические подразделения дальше распространяются по простираанию активных тектонических поясов и структурно-формационных зон, чем вкрест его. Наиболее выдержаны ритмосерии платформенных формаций (рис. 19).

Но в целом вопрос о степени выдержанности различных ритмостратиграфических единиц еще далеко не решен. Необходимо накапливать данные по ареалам, на которые распространяются отдельные региональные ритмостратиграфические схемы. Только таким путем можно установить реальные пределы регионального горизонтального распространения отдельных ритмосерий различных рангов.

Комплексные стратиграфические шкалы

В настоящее время формационисты Средней Азии используют комплексные стратиграфические шкалы, изображенные в виде таблиц или же в виде литограмм (ритмограмм).

В них на основе ведущего биоритмостратиграфического расчленения подключается формационная характеристика отложений, а также палеоклиматическая и палеомагнитная шкалы (табл. 8).

В заключение следует отметить, что применение ритмостратиграфических и биоритмостратиграфических подразделений все шире распространяется в практике исследовательских и производственных геологических работ, особенно детальных, в частности осуществляемых в Средней Азии, на Апшеронском полуострове, в Донбассе.

Выяснение ритмостратиграфии формаций, несущих полезные ископаемые, является обязательным элементом литолого-геохимической методики прогнозирования экзогенных месторождений (см. гл. 3).

Мы остановились на принципах литостратиграфии и ритмостратиграфии осадочных пород. Они образуют основу формационно-ритмостратиграфических колонок. К последним привязывается также геохронология и ритмостратиграфия магматических и пневматолито-гидротермальных формаций. Они тесно связаны друг с другом (см. гл. 6).

Глава 8

ФОРМАЦИИ И СТАДИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

О генетико-формационном подходе к стадийному развитию земной коры

На основании изучения формаций можно подойти к пониманию соответствующих стадий развития порождающей их земной коры.

Первоначально представления о стадиях развития земной коры исходили из структурно-морфологических установок. Выделялось только два-три типа структурных единиц — платформы и геосинклинали (иногда еще переходные между ними зоны).

Схема биоритмостратиграфического расчленения неоком-маастрихтского нижнегималайского (амударьинского) ритмоподкомплекса (по В. И. Попову и др.) в эталонном разрезе меловых отложений в юго-западных отрогах хр. Гиссарского (св.— свита, гор.— горизонт)

Система	Отдел	Ярус	Свиты (по С. Н. Симанову)	Ритмокомпл.	Ритмотолща	Ритмоподтолща	Ритмосвита	Обобщенная характеристика разреза	Климат на равнине	Органические остатки	Палеомангитные зоны (по М. Н. Цапенко)
Палеогеновая		Даний	и	Датско-раннечетвертичный верхнегималайский ритмоподкомплекс				Датско-палеоцено- вая бухарская			?
				Датский перерыв, несогласие (ур. Ятык в Байсунском районе)							
	Маастрихт	t	ритмокомплекс (сурхандарьинская)	(сурхандарьинская)	(верхнесурхандарьинская)	Позднемаастрихтская (?) верхнечеттыкская; десятки метров	Шлировые кварцевые пески, алевролиты, редко глины (севернее с гипсом); десятки метров	Сухой жаркий	?	+	
						Позднесантон-маастрихтская нижнечеттыкская	Позднемаастрихтские шлировые глины, алевролиты, песчаники (карбонатные) с прослоями ракушников; около 100 м	Переменно-сухой, жаркий	<i>Ceratostreon spinosum</i> Math., <i>Liostrea lehmani</i> Rom.	+	
	s				Раннемаастрихтские шлировые глины, алевролиты, песчаники (карбонатные) с прослоями известняков, ракушников; 150 м		<i>Gissarites kysylchensis</i> Iljin, <i>Gyropleura gaurdakensis</i> Renng., <i>Lopha (Arctostrea) falcata</i> Morth.		+		

Верх	Кампан	r	нижнегимадайсский	Альб-маастрихтская	Сеноман-маастрихтская	Кампанские шлировые глины, алевролиты карбонатные с прослоями ракушнякав; 80—140 м		<i>Liostrea aculirostris</i> Nils., <i>L. prima</i> Rom., <i>L. thevestensis</i> Coq.	+	
	Сантон	q				Позднесантонские шлировые пестроцветные, гипсоносные глины, алевролиты, песчаники с гравием, с прослоями известняков; десятки метров		около 282—346 м	<i>Stantonoceras quadalupae</i> Roemer., <i>Exogyra decussata</i> Goldf.	—
	Коньяк	p				Раннесантонские шлировые глины, алевролиты с прослоями карбонатной формации (известняки); 150—200 м		Позднетурон-раннесантонская или-мирская	Переменно-сухой	+
	Турон	e				Коньякские шлировые глины, карбонатные мергели и известняки; 100—140 м		Жаркий	<i>Cailopoceras gissarensis</i> Iljin, <i>Placenticeras</i> ex gr. <i>placenta</i> Dascaj. <i>Pl. bajsunense</i> Lupp., <i>Hemiasper</i> <i>simakovi</i> Schm., <i>H. journali</i> Desh.	+
						Позднетуронские шлировые, пестроцветные алевролиты, глины, переслаивающиеся с карбонатными формациями (известняки) и гипсо-ангидритовые (мергели, гипсы); 15—20 м	332—480 м	<i>Placenticeras acrobatense</i> Vinokurova, <i>Liostrea rouvillei</i> Coq.	+	

Система	Отдел	Ярус	Свиты (по С. Н. Смакову)	Ритмокомпл.	Ритмотолща	Ритмоподтолща	Ритмосбита	Обобщенная характеристика разреза	Климат на равнине	Органические остатки	Палеомангитные зоны (по М. Н. Чапенко)
в а я	Верхний	Туроп	<i>n</i>	нижнегималайский	Сеноман-маастрихтская		Позднесеноман-туронская верхнекарадагская	Чередование поздне-туронских морских, шлировых глин со слоями алевролита и ракушняка; 45—55 м	Умеренно сухой (?)	<i>Fatina (Avia) eastei</i> Coq., <i>Exogyra turkestanensis</i> Born., <i>Liostrea jaxartensis</i> Sim.	+
			<i>m</i>					Раннетуронские морские, шлировые зеленовато-серые глины со слоями мергелей; 140—280 м	Жаркий	<i>Inoceramus labiatus</i> Schloth., <i>Trigonia darwaseana</i> Ram., <i>Gaudryina asiatica</i> Byk., <i>Rotundina stephani</i> (Gandolfi)	+
			<i>l₂</i>					Позднесеноманские карбонатные известняки, ниже находятся морские шлировые песчаники с гравием, карбонатными известняками с паттумными глинами (внизу размыты); 20—30 м		<i>Praeradiolites kugitangensis</i> Bob., <i>Gaudryina asiatica</i> Byk.	++
		Сеноман	<i>l₁</i>			маастрихтская	Альб-сеноманская нижнекарадагская (тюбегатанско-карадагская)	Сеноманские карбонатные известняки, шлировые песчаники; 85—140 м	Умеренно сухой (?)	<i>Placenticerase gaurdakense</i> Lupp., <i>Doscorbis aktagi</i> Byk.	+

М е л о

Нижний

Альб

Неоком-маастрихтский

Альб-

Альб-сеноманская (нижнесурхандарь

k

j

i

h

g

330—467 м

110—140 м

Ранисальбская
джаманьярская

Шлировые глины с подчиненными песчаниками, алевролитами, карбонатные известняки и ракушняки; 135—150 м

Позднеальбские (шлировые) глины: сверху — пестроцветные с остракодами; ниже — морские с подчиненными слоями известняков, ракушняков; слои (шлировых) алевролитов, песчаников; 40—110 м

Среднеальбские (шлировые) гравелиты, песчаники, алевролиты, ракушняки (севернее пестроцветы); 45—70 м

Темно-серые и зеленовато-серые глины (шлировые, частично удаленно-морские) с растительными остатками (севернее переходят в угленосную свиту) с бокситами (Кызылкумы); 20—90 м

Сероцветные конгломераты (шлировые), гравелиты, песчаники, обломочные органогенные известняки; 10—50 м

Перерыв

—

Amphidonta columba Lam., *A. haliotidea* Sow., *Trochammina kugitangense* Byk.

Жаркий

Anahoplites michalskii Lupp., *Dorothia exilis* Byk.*Gleoniceras kugitangense* Lupp., *Exogyra localis* Mordv., *Solenia texana* Gredn., *Dorothia filiformis* (Berth.)

Переменно (?)-влажный, жаркий

Acanthoplites ex gr. *jacobii* Collet., *Heterostomella alizade* Djaf., *Haplophragmoides sibiricus* Zaspel.*Acanthoplites gaurdaken- se* Lupp., *A. bigoureti* Hun., *A. ashillaensis* Anth. var. *angulata* Lupp.

Система	Отдел	Ярус	Свиты (по С. Н. Симанову)	Ритмокомпл.	Ритмотолща	Ритмоподтоща	Ритмосвита	Обобщенная характеристика разреза	Климат на равнине	Органические остатки	Палеомангитные зоны (по М. П. Палеко)
Вая ний		Апт	f	маастрихтский (вахшская)			II. Баррем-апт- ская верхнеокуз- булакско-кали- гресская	Континентальные и лагунные гипсы, пестроцветные глины, алевролиты; 20—95 м	Сухой, жаркий	<i>Pseudothurmannia</i> sp., <i>Cucullaea cornueliana</i> Orb., <i>Exogyra tuberculifera</i> Koch. et Dunk., <i>Ostrea eos</i> Coq., <i>Milolina kuznetsovas</i> Mamed., <i>M. micra</i> Mamed.	+ — — — + + +
		Верхний баррем — нижний апт	e				92—140 м	Морские и лагунные серые алевролиты, песчаники, глины, слои известняков, мергелей; 40—70 м Лагунные пестроцветные, пест- рые глины, гипсы, алевродиты, песчаники; в основании молас- совые красноцветные песчани- ки; 15—25 м			
		Нижний баррем	d					I. Позднеготерив- барремская кы- зылташско-окуз- булакская			
								Вверху окузбулакской свиты шлировые глины, песчаники и известняки, внизу лагунные пестроцветные глины, алевро- литы, гипсы; 50—100 м	Перемен- но-сухой, жаркий	Морская фауна баррема	+ — — —

Мело	Ниж	Готерив		c ₂	Неоком- Готерив-аптская	50—150 м	Молассовые красноцветные песчаники, алевролиты кызылташской св.	Отпечатки пресноводных моллюсков	+																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
							Песчаники, гравелиты, линзы конгломератов кафирниганского гор.; местами перерыв		+																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Титон — валанжин			c ₁	b ₂	b ₁	a	Валанжин-готеривская карабильско-кызылташская до 200—290 м	Низы кызылташской св.: молассовые красноцветные песчаники, алевролиты. Альмурадская св.: шилеровые красноцветные гипсоносные глины, алевролиты, с прослоями гипса, доломита, мергелей, известняков или ракушняка Верхи карабильской св.: молассовые красноцветные алевропелиты, паттумы Внизу пласт песчаника	Сухой, жаркий	Trigonia ex gr. cundata пресноводные остракоды, харовые водоросли	+																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														</

Примечание. Значком «плюс» обозначены нормально намагниченные зоны, значком «минус» — обратно намагниченные.

Соответственно обособлению этих структур в историческом плане выделялось такое же количество порождавших их стадий развития коры, каждая из которых, в свою очередь, подразделялась на стандартные три-четыре фазы. При таком сугубо тектоническом подходе исследователи старались обойтись минимальным числом формаций, достаточным для соответствия общему числу выделенных фаз. Так, следуя этим путем, В. Е. Хаин выделял лишь 12 формаций. При таком подходе формационный анализ в сущности становится ненужным, так как все его результаты заранее априорно задавались структурно-морфологической гипотезой развития земной коры и должны были являться только подтверждением этих взглядов в отношении стадий развития земной коры.

На смену этой гипотезе была выдвинута вещественно-историческая, геонимическая. Согласно ней земная кора развивается необратимо, как вещественное тело, благодаря пополнению ее продуктами глубинных физико-химических реакций [23]. Эта гипотеза не только расковала развитие генетического учения о формациях, но и позволила положить его данные в основу при установлении стадий и ступеней вещественно-исторического развития земной коры и порождаемых ею геологических формаций. При этом гипотеза необратимого магматогенного разрастания земной коры удачно объясняет общее направление в развитии формаций и образуемых ими рядов (см. гл. 25).

Расчленение типов стадийных формационных рядов положено в основу выделения отвечающих им стадий развития земной коры, кратко характеризуемого в данной главе, и целиком опирается на выводы генетического учения о формациях, а не на априорные и недостаточные структурно-морфологические представления.

В этой главе только кратко перечисляются те стадии и объединения их три ступени развития коры, к расчленению которых приходят авторы в гл. 25 в результате синтеза вещественно-исторических генетико-формационных и историко-геофизических данных. Знание этих ступеней и стадий будет необходимо при понимании описательной части работы для того, чтобы различать соответствующие им подвиды формаций, выделяемые внутри генетически обособленных их видов.

При таком генетическом формационном подходе к расчленению стадий количество выделяемых авторами стадий становится гораздо большим, чем то рисовалось первоначально, исходя из структурно-тектонической гипотезы.

В частности, платформенная стадия как бы расщепляется на несколько равнинообразовательных стадий, среди которых собственно платформенная оказывается последней. Вместо одной орогенной геосинклинальной стадии выделяется несколько разноименных горообразовательных.

Интересно, что при таком подходе, основанном на данных формационного анализа, подвергается сомнению господствовавший ранее вывод об универсальности геосинклинальной стадии. В част-

ности, ее исключил из своих формационных построений коллектив геологов ВСЕГЕИ. Начинают склоняться к этому и авторы, хотя они еще сохраняют в данной работе первоначальное представление о том, что геосинклинальная стадия проявилась после квазиplatformенной и вслед за стадией островных дуг. Однако на Памире геосинклинальную стадию практически невозможно обособить от островодуговой. Аналогичные сомнения начинают проявляться и в отношении стадий развития коры в Тянь-Шане.

Мы видим, что «незыблемое», «эмпирическое» структурно-морфологическое понимание «закона» геосинклиналей, подобно другим рабочим генетическим гипотезам, оказывается не только недостаточным, но и рушится в свете вещественно-исторического генетического подхода к исследованиям формаций.

Значение необратимого разрастания земной коры

В петрогенезисе магматических формаций, в их истории зафиксированы необратимые преобразования вещества коры, которые своими корнями тесно связаны с физико-химическими процессами верхней мантии. Касаясь этих вопросов, авторы развивают установки среднеазиатской геологической школы Д. И. Мушкетова, Д. В. Наливкина, В. А. Николаева и др., согласующиеся с представлениями Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Н. Л. Боуэна, В. А. Магницкого, А. Е. Ферсмана, А. П. Виноградова и др.

В продолжение этих идей, на основе формационных исследований, в Средней Азии была предложена ядерная теория развития земной коры [23, 27], во многом созвучная с позднее высказанными взглядами П. Н. Кропоткина и других исследователей.

Согласно этим представлениям, земная кора развивается центростремительно и необратимо, формируясь по пути все большего ее утолщения, связанного с превращением океанической коры через субокеаническую в континентальную (табл. 9). Разнообразные физико-химические, геохимические и геофизические данные подтверждают необратимый характер этого процесса и указывают на невозможность обратного ему, который приводил бы к уничтожению («океанизации», или «анигиляции») континентальной коры, сформировавшейся ранее.

Сказанным не исключается возможность проявления механического ее разламывания («деструкции») и довольно значительного перемещения ее обломков относительно друг друга*.

* По геологическим, геофизическим, палеомагнитным и различным палеонтологическим данным, Индостан до конца мезозоя находился вблизи Мадагаскара, по-видимому, являясь частью Гондванского материка. Лишь с конца мела он, отклонившись от Африки, к настоящему времени переместился к северу на расстояние около 5000 км, причленившись к Азиатскому матерiku в виде полуострова. Это движение со времени своего начала сопровождалось массовыми извержениями магмы, которые создали гигантские траппы Декана, и, возможно, было с ними связано.

Таблица 9

Типы строения земной коры, отвечающие разным ступеням ее разрастания

Оболочка	Океаническая кора	Субокеаническая кора			Континентальная кора
		В окраинных морях (Вост. Азия, Черное море, Южный Каспий)	Приподнятая выше уровня моря (Рион-Курийская, Прибалхаская впадины)	Раздавленная (Южный Памир - Гилдукуш)	
Осадочная	До 0,5	2—12 (14)	8—10	4—16	0—2 (10)
Гранито-гнейсовая	Отсутствует	Большой частью отсутствует (только у краев до 5—10)	До 5—10 (иногда выклинивается — р. Алазань)	0—20?	Цоколь материка + кристаллический фундамент — 10—20
Метабазитовая	5	8—10	12—15	30—40	20—25
Общая мощность	5—6	9—27 (40)	45—50	60—65 (до 70—82)	В среднем 35 (60—80)

Примечание. Цифры в таблице — мощность в километрах; в скобках дана максимальная мощность.

По данным Н. Л. Боуэна, физико-химические опыты по плавлению магматических пород также подтверждают необратимость глубинной магматической дифференциации развивающегося вещества литосферы. В условиях общего повышения температуры из перидотитовой мантии должна выплавляться базальтовая магма. Повторное переплавление вещества последней должно порождать расплавы более силикатные, т. е. еще более приближающиеся по своему составу к гранитной магме и накапливающиеся в гранито-гнейсовой оболочке.

Три ступени разрастания коры

В соответствии с приведенными физико-химическими данными происходит ступенчатое развитие трех родоначальных типов магм, порождающих соответствующие магматические земные оболочки. Поэтому развитие земной коры происходит ступенчато, распадаясь на три ступени (не считая предшествующую, предокеаническую «лунную»).

Первая ступень — океаническая. На этой стадии из перидотитовой верхней мантии выплавляется пикритовая и базальтовая магмы. За счет их извержения наращивается базальтовая оболочка.

Вторая ступень — субокеаническая (окраинно-материковая) после достаточного утолщения базальтовой оболочки (до 16—18 км) из ее низов в пределах развивающихся островных дуг и в

прагеосинклинальных и геосинклинальных орогенных поясах, помимо базальтовой магмы, начинает выплавляться и гранитная. При этом кора значительно утолщается. Совместные извержения двух типов магм наращивают континентальную земную кору до полной ее мощности, составляющей 35—50 км (редко больше). Одновременно усиливается роль горообразования и складчатости, связанных со сжатием. Возможности развития этой ступени исчерпываются после того, как главная масса радиоактивных веществ мигрирует вместе с магмой из верхней мантии в земную кору (согласно радиомиграционной гипотезе В. В. Белоусова).

Третья ступень — континентальная. Во время ее развития нередко осуществляется выравнивание коры, но оно чередуется с глыбово-складчатыми деформациями последней. В ее глубинах и под ней происходит медленное накопление радиогенного тепла, образующегося благодаря распаду остаточных радиоактивных веществ, еще сохранившихся в верхней мантии после удаления остальной их части. Этим могут быть вызваны разогревание и расширение верхов мантии, иногда сопровождаемое выплавлением базальтовой магмы (реже гранитной), растяжение коры и доплатформенное или постплатформенное сводово-глыбовое рифтовое горообразование.

Гипотеза центробежного ступенчатого разрастания коры объясняет возникновение как базальтовой оболочки основного состава, так и последующее образование на ней гранитно-метаморфической, и, наконец, отложение покрывающей ее осадочной, в основном имеющей кислый состав. Эта же гипотеза объясняет, почему в пределах океанов отсутствуют извержения гранитной магмы и кислая оболочка.

Химические анализы подтверждают, что средний состав древнейших архейских осадочных пород на Алдане и в Канаде близок к среднему составу океанических осадков, который соответствует базальту. В протерозое же и в фанерозое осадочные породы материков в среднем содержат только 1/3 базальтового материала и 2/3 гранитного.

Неравномерное распределение и разрастание континентов можно связать с начальным неравномерным распределением радиоактивных элементов в литосфере, возникшим еще в ходе развития догеологических планетарных процессов.

Горообразовательные и равнинообразовательные магма-тектонические стадии

Ослабление или прекращение магматизма сопровождается развитием наиболее спокойного равнинообразовательного режима и вместе с тем характеризуется господством базальтоидных пород или же прекращением магматических извержений.

Напротив, нарастание магматизма вызывает усиление тектонических движений, дифференциацию поднятий и впадин, разделяемых глубинными флексурами, и возникновение расчлененного

оротектонического рельефа. При этом по границам поднятий и впадин, одновременно с внедрением ультраосновных интрузий, возникают наиболее глубокие нарушения земной коры, выраженные в переходе глубинных флексур в глубинные разломы. Наконец, при максимальном развитии магматизма, приводящем к возникновению гранитоидов, происходит также максимальное усиление горообразования.

Наступающее после этого ослабление магматизма сопровождается также ослаблением и успокоением тектонических движений, выравниванием оротектонического рельефа, уменьшением его дифференциации на поднятия и впадины.

Наше внимание привлекают также происходящие при этом изменения интенсивности магма-тектонического режима, одно из крайних состояний которого, характеризующееся наибольшей его активностью, издавна выделяется геологами под названием горообразовательного, или орогенного. Орогенный режим характеризуется образованием регионов, кратко называемых «орогенами», по Л. Коберу и С. С. Шульцу. В частности, он проявляется в геосинклинальных и постплатформенных. Другое, противоположное крайнее состояние этого режима — наименее активное, получило в работах В. И. Попова название равнинообразовательного, или пленогенного. Оно характеризует образование «пленогенных» регионов, кратко называемых «пленогенами» (в частности, такой режим проявляется на платформах). В обоих названиях наглядно отражаются внешние особенности развития рельефа поверхности Земли и ее структуры, свойственные этим двум крайним состояниям магма-тектонического режима развития земной коры. Между ними имеются переходные состояния.

Чередование горообразовательных эпох и равнинообразовательных, или активных и пассивных, как их теперь нередко называют, первоначально было установлено в развитии осадочных формаций континентальной и предконтинентальной ступеней, но теперь выясняется и в океанической. В их образовании также наблюдается чередование эпох двух крайних типов, из которых один характеризуется ускорением осадконакопления, а другой — его замедлением, а также длительными перерывами [20].

Стадии развития земной коры

С чередованием орогенного и пленогенного типов режимов связано чередование соответствующих им двух главных типов стадий, на которые распадаются ступени развития земной коры — горообразовательных и равнинообразовательных. Они устанавливаются в ходе геологической истории каждого региона, но в разных регионах обычно начинаются и оканчиваются неодновременно.

Важнейшие исходные отличия обоих типов магма-тектонического режима, по-видимому, вытекают из различий порождающего их радиотермического режима. В частности, тепловой поток в

горообразовательных стадиях и соответствующих им регионах в два раза меньше по сравнению с потоком равнинообразовательных стадий. Поэтому горообразовательные стадии характеризуются более или менее интенсивным развитием глубинных высокотемпературных метаморфических, пневматолито-гидротермальных и магматических процессов. Напротив, эти процессы почти или вовсе не проявляются во время равнинообразовательных стадий.

Различия обоих типов стадий наглядно проявляются также в размерах средних максимальных (т. е. свойственных прогибам) скоростей накопления осадочных формаций (табл. 10). Они в ходе горообразовательных стадий накапливаются со скоростями от 10—15 м/млн. лет до нескольких десятков и сотен м/млн. лет, а во время равнинообразовательных — меньше [26].

В Средней Азии наглядно устанавливается многоступенчатое и многостадийное, преимущественно полиорогенное развитие материковой земной коры, продолжающееся здесь уже не менее 2,5 млрд. лет. Развитие разных ступеней и стадий в поперечном разрезе Памирского смятия отображено на рис. 20. Здесь в течение большей части геологической истории преобладал орогенный режим, лишь временами и неповсеместно он сменялся пленогенным. Кратко рассмотрим эту схему.

А. Океаническая ступень (установлена в океанических провинциях, пока не обособлена в Памирском смятии).

1. Праокеаническая (кратерная, «лунная») горообразовательная стадия (возможно, просвечивает в некоторых кольцевых структурах, выявляемых на аэрокосмоснимках?).

2. Равнинно-океаническая равнинообразовательная стадия (ложе Тихого океана).

3. Периферийно-океаническая горообразовательная стадия (островные дуги Полинезии, Меланезии).

Б. Крайне-материковая (субокеаническая) ступень

4. Праконтинентальная равнинообразовательная стадия (раннепротерозойские амфиболиты и эклогиты кокчетавской серии в Центральном Казахстане и туюкарынской в хр. Киргизском, катархейско-раннеархейские чарнокиты Гудивади, современные участки западной части Тихого океана).

5. Праконтинентальная горообразовательная стадия (ранний протерозой в Северном Тянь-Шане, Гималайско-Южнопамирской дуге, архей — ранний протерозой на Синийском и Индостанском пракоинтinentах).

6. Протоплатформенная равнинообразовательная стадия (конец среднего — начало позднего протерозоя в Северном Тянь-Шане и в Гималайско-Южнопамирской дуге, конец раннего протерозоя на Таримском и Индостанском пракоинтinentах).

7. Прагеосинклинальная горообразовательная стадия (большая часть протерозоя в Средней Азии (кроме конца венда), Гималаях, на Индостанском пракоинтinentе).

Средние максимальные (в прогибах) скорости накопления осадочных формаций (v) на разных стадиях развития коры в Тянь-Шане в некоторых других регионах. По В. И. Попову

Стадии	Примеры	v , м/млн. лет
Постплатформенная горообразовательная	Четвертичные отложения Предпамирской краевой впадины (плато Килимба)	до 1000
	То же Ферганской межгорной впадины	до 500—700
	Неоген Предпамирской краевой впадины	до 400
	То же Ферганской впадины	до 200
Платформенная равнинно-образовательная	Палеоген Ферганской впадины	до 10—14 (редко до 20)
	То же других районов Тянь-Шаня	9—16
Постгеосинклинальная горообразовательная	Палеоген Южнотаджикской впадины	до 40—75
	Мел Ферганской впадины	до 290
	Юра хр. Ферганского	20—60
	Средний—верхний палеозой Северного Тянь-Шаня:	
	— пермь	до 40
Геосинклинальная горообразовательная	— карбон	до 95—110
	— девон	до 80—110
	— силур	до 25—30 (?)
	Средний—верхний палеозой Срединного и Южного Тянь-Шаня	от 44, главным образом 50—94 (реже больше)
	Нижний палеозой Северного Тянь-Шаня (хр. Киргизский)	до 110
Квазиплатформенная равниннообразовательная	Нижний палеозой Южного Тянь-Шаня:	
	гр. Алайский	5
	другие районы	6—12 (редко 20)
Прагеосинклинальная горообразовательная	Верхний рифей Северного Тянь-Шаня (хр. Киргизский) Рифей Урала	Не менее 15
		Не менее 13—24
Праконтинентальная горообразовательная	Верхи архея — низы нижнего протерозоя Южного Памира (Шугнан)	15—27
	Фанерозой Индонезии (о-ва Тимор, Сумба)	36—90 (до 110)
	Четвертичные илы Карибского моря	15
	— островные дуги	
— субокеанические впадины		
Периферийно-океаническая горообразовательная	Олигоценовые, неогеновые, четвертичные рифы Полинезии (о-ва Бикини, Эниветок)	Первые десятки метров
Равнинно-океаническая равниннообразовательная	Четвертичные глубоководные илы Полинезии	Первые метры

8. Праплатформенная равнинообразовательная стадия вклинивается в прагеосинклинальную (конец раннего рифея в Северном Тянь-Шане, ордовик — силур на Среднем и Южном Памире, в Гималаях).

9. Квазиплатформенная равнинообразовательная стадия (конец венда — середина ордовика в тех же регионах, конец ранней перми — средний триас на Срединном и Южном Памире).

10. Геосинклинальная горообразовательная стадия (середина ордовика — конец триаса в Срединном, Южном Тянь-Шане, на Северном Памире) *.

В. Континентальная ступень

11. Постгеосинклинальная (частью палеорифтовая) горообразовательная стадия (конец триаса — юра — мел в Тянь-Шане и Северном Памире) **.

12. Неоплатформенная равнинообразовательная стадия (палеоген в Тянь-Шане).

13. Постплатформенная (частью неорифтовая) горообразовательная (неогеновый и современный Тянь-Шань).

Отображенная на рис. 20 схема расчленения последовательных структурно-формационных стадий развития земной коры, установленная в Памирском смятии, по-видимому, является одной из наиболее полных на земном шаре. Это вытекает из уже отмеченных в предисловии особенностей развития этого смятия, в котором сходится большинство важнейших поясов и региональных подразделений Евразии.

Надо учитывать, что развитие этих стадий протекало метакронно в разных участках земной коры. Вследствие этого они начинались и оканчивались неодновременно в разных местах, сохранялась лишь их последовательность. Но при этом одни стадии могли проявляться в одних типовых регионах, другие — в других (см. гл. 25).

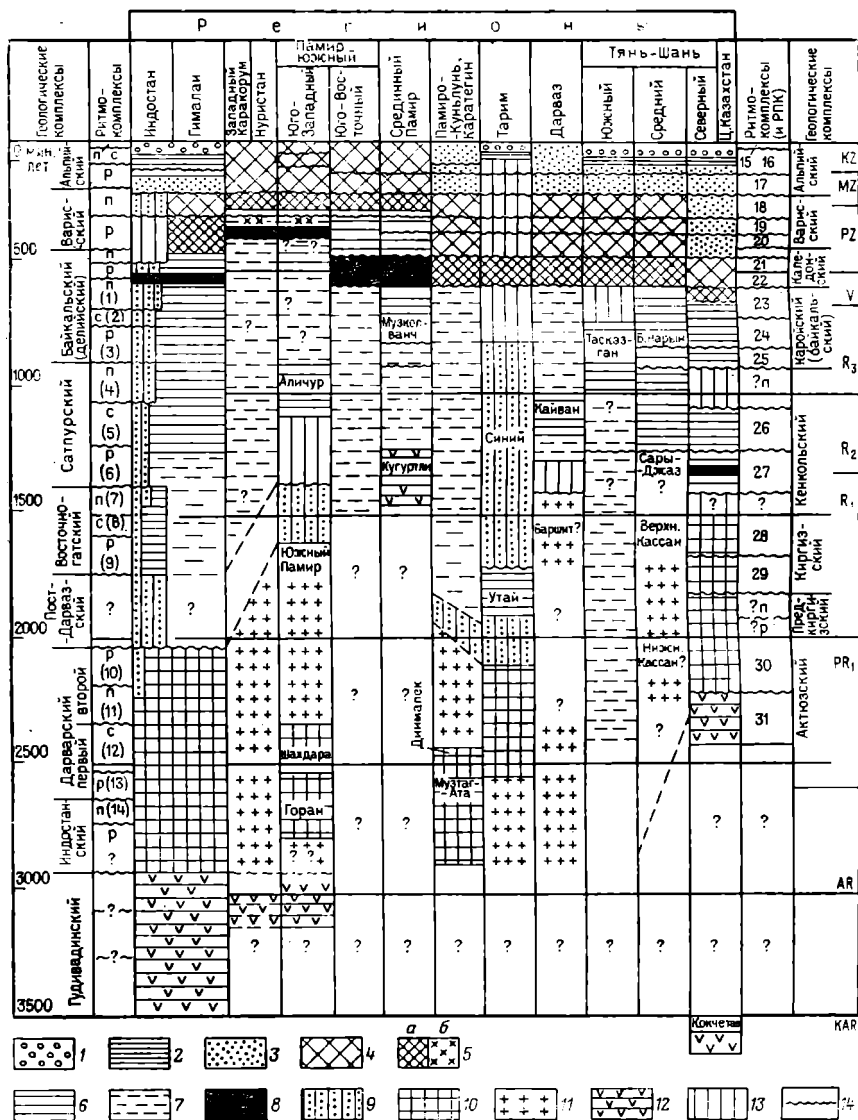
Всеобщим распространением в пределах земного шара, по всем океанам и континентам, характеризуются, по-видимому, только две древнейшие стадии, положившие начало образованию всемирно распространенной базальтовой оболочки, а именно: 1) праокеаническая (кратерная) горообразовательная стадия, наблюдаемая на ряде планет; 2) последующая равнинно-океаническая, вызвавшая выравнивание дна океанов. Поэтому они, скорее всего, относятся еще к планетарному развитию Земли.

* В. Н. Москалева, В. Л. Масайтис и другие отмечают отсутствие резких границ между геосинклинальными процессами и так называемыми «эпигеосинклинальными» орогенными. Это соответствует предложенному авторами отношению тех и других к единой горообразовательной геосинклинальной стадии.

** Те же авторы считают, что смена эпигеосинклинальной так называемой «орогенной» стадии магматизма на постгеосинклинальную (которую они называют рифтогенной), вероятно, связана с унаследованным снижением эндогенного теплового потока и увеличением глубинности магматических очагов. Поэтому при смене этих двух стадий, после перерыва в магматизме, составляющем от 15—20 до 40—50 млн. лет, возрастает основность магмы и ее щелочность.

Всеобщим распространением в пределах всех континентов обладает лишь одна предконтинентальная стадия, предшествовавшая образованию слоя сналя.

В пределах пракоинтентов она дополняется пракоинтентальной стадией и протолатформенной. Древние геосинклинальные пояса — каледонский, варисский — характеризуются наиболее полным набором стадий, включающих: 1) прагеосинклинальную, 2) квазилатформенную, 3) горно-складчатую геосинклинальную



стадию, завершившую образование континентальной коры, 4) глыбово-складчатую постгеосинклинальную (частью палеорифтовую), 5) неоплатформенную, 6) постплатформенную (частью неорифтовую). Однако три последние стадии еще не успели проявиться в пределах молодых геосинклинальных поясов — альпийского, невадийского и «островодугового» (по Ю. М. Шейнману).

Окраинно-материковые регионы характеризуются незакончившимся развитием континентальной коры и, соответственно, меньшим количеством стадий.

Так, в средиземных и окраинных морях преобладают формации прагеосинклинальной стадии и маломощные формации квазиплатформенной. Последняя в островных дугах позднее возможно дополняется начинающимся развитием геосинклинальной стадии (?).

Наиболее полный набор стадий наблюдается в океанических регионах. Здесь всюду прослеживается только равнинно-океаническая стадия. В глубоководных желобах и периферийно-океанических островных дугах (например, на о-ве Барбадос; см. гл. 20) можно установить также формации прагеосинклинальной стадии (постепенно сокращающиеся в сторону океана) и квазиплатформенной.

В океанических котловинах также возможно, но пока не доказано проявление прагеосинклинальной стадии; повсеместно доминирует квазиплатформенная, продолжающая свое развитие.

Наконец, в срединно-океанических хребтах поверх базальтовой оболочки проявились только формации незавершенной квазиплатформенной стадии, прерванной мощными проявлениями рифтовой стадии.

Приведенный схематический и отчасти сокращенный перечень последовательных стадий развития коры, образующих различные «наборы» стадий в разных типах регионов, вместе с тем является ключом и итогом рассмотрения формационных рядов, последовательно накладывавшихся в каждом регионе (см. гл. 25).

Рис. 20. Соотношения ступенчато скользящих стадийных структурно-формационных подэтажей (1—12) с изохронными ритмическими структурно-формационными ярусами (геологическими комплексами) в поперечном разрезе Памирского смятия. По В. И. Попову.

Стадии и соответствующие им подэтажи. Континентальная ступень: 1 — постплатформенная, 2 — неоплатформенная, 3 — постгеосинклинальная. Субокеаническая (окраинно-материковая) ступень: 4 — геосинклинальная, 5 — квазиплатформенная (а — установленная, б — предполагаемая), 6 — прагеосинклинальная, 7 — то же, предположительно, 8 — пралатформенная, 9 — протоплатформенная и другие постпаконтинентальные (нерасчлененные по стадиям осадочные покровы), 10 — протоплатформенная, праконтинентальная, 11 — то же, предположительно, 12 — праконтинентальная (а также не обособленные от нее стадии океанической ступени), 13 — длительные перерывы формационных рядов, 14 — угловые несогласия. Ритмокомплексы: р — ранний; с — средний; п — поздний; 1 — меланийский; 2 — эринпурский; 3 — райяльский; 4 — ляджварский; 5 — позднеараваллийский; 6 — раннеараваллийский; 7 — куддапахский; 8 — коланский; 9 — нилгирийский; 10 — каладгийский; 11 — сумкерский; 12 — хосурский; 13 — бенгпалский; 14 — бинтенский; 15 — алатауский; 16 — гималайский; 17 — каракорумский; 18 — северопамирский; 19—21 — тяньшанский (19 — средний, 20 — южный, 21 — северный); 22 — жопкоказахстанский; 23 — малокаройский; 24 — караганский; 25 — терский; 26 — сары-булакский; 27 — ортогауский; 28 — кайдакский; 29 — макбальский; 30 — актюзский; 31 — тюбкарыйский (кокчетавский)

С изучением истории развития и петрогенезиса магматических формаций, на фоне вытекающих отсюда представлений о физико-химических преобразованиях вещества земной коры и верхней мантии, связано выяснение и объяснение магматических циклов.

Непрерывное проявление в литосфере радиогенных процессов и порождаемых ими магматических объясняет столь же непрерывное развитие происходящих в ней различных механических тектонических нарушений. Это составляет сущность магма-тектонических явлений. Но накопление и отдача радиогенного тепла в глубинах Земли, как показали расчеты Е. А. Любимовой, происходят неравномерно, то периодически нарастая, то убывая.

Этим обуславливается неравномерно проявляющаяся периодичность глубинных магма-тектонических процессов. То усиливающееся, то ослабевающее развитие радиогенных магма-тектонических процессов в отдельных крупных регионах лишь отчасти согласовалось с развитием сопредельных территорий. Поэтому отсутствуют синхронные всемирные магма-тектонические орогенные эпохи.

Образование магматических формаций и смена их видов во времени тесно связаны с общим неравномерным ритмическим ходом развития земной коры, ее разрастания и магматогенного тектогенеза.

В развитии магматических циклов проявляются три петрогенетических ряда магматических формаций, образующие: 1) ультрабазиты, 2) базиты и 3) ацидиты, обособляющиеся друг от друга во времени и закономерно сменяющиеся по мере развития геологического цикла. Как было отмечено В. А. Николаевым и В. И. Поповым, в начале цикла извергаются недифференцированные базиты (базальтоидные и габбро-диабазовые формации) и отчасти пикритоидные, затем перидотитоидные и потом опять базиты, на этот раз дифференцированные до габбро-гранитоидных и щелочных габброидных комплексов включительно. Позднее базальтоиды перемежаются с кислыми породами, представленными липаритоидными формациями, и, наконец, вытесняются ими; тогда же возникают различные гранитоиды, до щелочных грантсиенитовых комплексов, а также щелочные базиты, и, наконец, нормальные (габбро-диабазы, порфириты).

Такие изменения в составе магматических комплексов В. И. Попов и В. В. Белоусов объясняли многоэтажной глубинной магматической дифференциацией литосферы. Этим можно объяснить и обычное развитие магматического и магма-тектонического орогенного цикла, а также распадение его на две половины, являющиеся как бы зеркальным отражением друг друга по составу образующихся при этом магматических пород и формаций, в образуемом ими ряду.

В первой половине, на раннем этапе магматического цикла, перед началом радиотермического разогревания литосферы, изотермы проходят глубоко в литосфере. При этом возможно выборочное выплавление базальтовой эвтектики в верхних горизонтах перидотитового слоя. Позднее, по мере усиления радиотермического разогревания на глубине, помимо продолжающегося выплавления эвтектоидной базальтовой магмы, становится возможным еще и общее расплавление отдельных участков перидотитовой оболочки в более глубоких ее горизонтах, чем обусловлено появление эффузивных ультрабазитов (эффузивных пикритов), чередующихся с базальтами.

При дальнейшем разогреве изотермы поднимаются все выше, и, наконец, из вышележащего базальтового слоя, а затем и из низов гранитной оболочки начинает выплавляться протогранитная эвтектика. Одновременно продолжается выборочное выплавление базальтовой эвтектоидной магмы из еще более нагретой перидотитовой оболочки. Последняя в это время расплавляется частично выборочно, порождая, по Д. Грину и А. Рингвуду, щелочно-базальтовую магму, или же местами целиком, и тогда возникает ультраосновная магма. Вследствие этого во второй половине геологического цикла наблюдается чередование во времени извержений ультраосновной, базальтоидной и гранитоидной магм, с нарастающим значением последней. Перегрев ее обуславливает и все более усиливает интенсивную ассимилирующую вмещающих пород с образованием ряда гранит — гранодиорит — диорит.

Во второй половине (на позднем этапе) магматического цикла, когда радиотермическая энергия была исчерпана, геоизотермы начинают опускаться. При этом образование магматических пород и формаций повторяется в обратном порядке. Прежде всего в это время извергаются диориты и гранодиориты, затем граниты и, наконец, слабо перегретые и потому химически неактивные эвтектоидные кислые магмы аляскитового и аплитового состава. Они уже не способны ассимилировать вмещающие породы и преобразовываться в менее кислые разновидности. На первый план снова выступают щелочно-базальтовые магмы, связанные с выплавлением эвтектики в перидотитовой мантии, происходящем при погружении изотерм. Наконец, прекращаются и их извержения. Тогда на первый план выступают движения менее вязких, чем магма, пневматогидротермальных растворов. Они перемежаются с извержением небольших масс базальтоидов, свидетельствующих о том, что начинается охлаждение литосферы и что очаги магмообразования остаются только в более глубоких подкоровых горизонтах литосферы. Наконец, замирает и базальтовый вулканизм. Наступает пауза в развитии магматизма. Она продолжается до тех пор, пока новое накопление радиотермической энергии, происходящее в глубинах литосферы при распаде остаточных радиоактивных элементов, сможет вызвать начало нового магматического цикла.

Харкер отметил также, что в ходе магматического цикла вначале извергаются эффузивы, затем крупные интрузивы (батолиты) и, наконец, малые интрузивы, залегающие в виде жил, небольших лакколитов или массивов иной формы.

В развитии позднего этапа формационного ряда важную роль играет внедрение многофазных батолито-штоковых гранитоидных формаций, обычно распадающихся на четыре главные фазы, сближенные друг с другом по времени. С этой интрузией связан главный пароксизм горообразования и складчатости. По отношению ко времени образования батолито-штоковых гранитоидных формаций поздний этап и его формации распадаются на два подэтапа, а именно: добатолитовый и послербатолитовый. Разделение этих двух подэтапов играет важную роль при разграничении магматических и пневматолито-гидротермальных формаций.

Разделение формаций на добатолитовые и послербатолитовые может быть доказано только в окраинно-материковых и континентальных рядах формаций, так как только в них проявляются батолито-штоковые гранитоидные комплексы.

Глава 9

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

Мы кратко рассмотрели в гл. 8 стадийное и цикличное (ритмичное) развитие формаций и слагаемой ими земной коры и верхней мантии. В результате этих процессов кора расчленяется на слоеобразные структурно-формационные комплексы, которые далее подразделяются на метакхронные структурно-формационные этажи и подэтажи, изокхронные структурно-формационные ярусы и подъярусы.

Некоторые исследователи не обособляют друг от друга метакхронные структурно-формационные этажи и подэтажи, с одной стороны, и изокхронные структурно-формационные ярусы и подъярусы, с другой, или же неотчетливо их противопоставляют.

Разделение на две группы исходит из основных фациальных законов образования формаций (см. гл. 5), в связи с чем структурно-формационные подразделения могут быть объектами учения о формациях. Вместе с тем земные оболочки (структурно-формационные этажи и подэтажи — структурно-формационные ярусы и подъярусы) являются подразделениями литосферы и, следовательно, должны рассматриваться в геофизике.

Представление о земных оболочках и этот термин были введены В. И. Вернадским в 1941 г. Он различал эти оболочки по вещественному составу и термодинамическим геологическим условиям их развития.

Соотношения земных оболочек литосферы и структурно-формационных этажей континентальной земной коры

Земная оболочка	Структурно-формационный этаж	Скорость продольных сейсмических волн, км/с
Осадочная	Осадочные и эффузивные покровы материка — юные — древние	1,5—3,5 3,5—4,5
Гранито-метаморфическая	Осадочно-метаморфический цоколь материка Гранито-гнейсовый кристаллический фундамент материка	5,0—5,9 (5,9) 6,0—6,4
Метабазитовая	(Собственно) метабазитовый Ультрабазитовый (базифицированный)	(6,4) 6,5—7,2 7,5—7,8
Перидотитовая верхняя мантия*	Частью разуплотненные верхи мантии («коро-мантийная смесь») Надастеносферный I (главный) астеносферный (I главный волновод), глубина около 60 км Межастеносферный II астеносферный (II волновод), глубина от 70—80 до 110—115 км Подастеносферный, глубина от 150 км и более (в середине иногда проходит III волновод)	7,5—7,8 8,0—8,2 7,9—8,0 8,4 7,9—8,0 8,7—8,9
Нижняя мантия	От 400 км и глубже	8,9 и более

* Данные Л. А. Лукка, Л. А. Нерсесова для Памира и Гиндукуша.

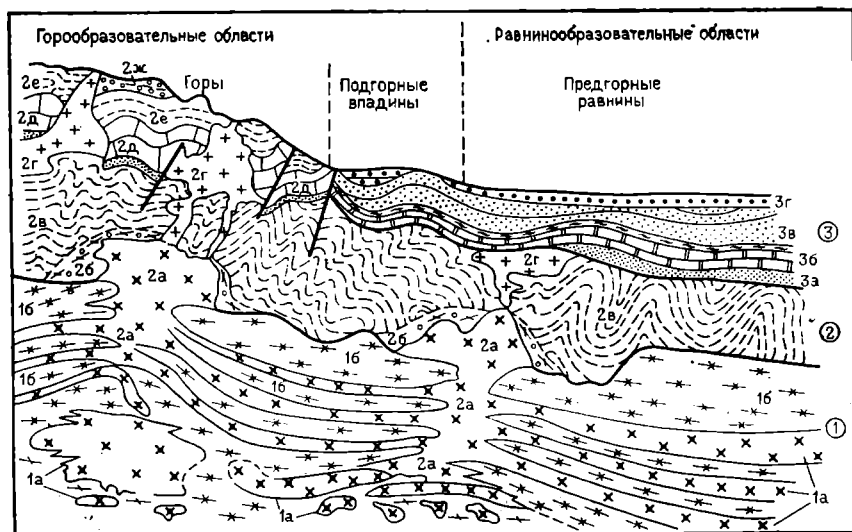


Рис. 21. Схематический разрез структурно-формационных этажей Западного Тянь-Шаня. По В. И. Попову:

1 — гранито-гнейсовый кристаллический фундамент (1а — абиссальные палингенные и реоморфические гранитоиды, 1б — гнейсы, кристаллические сланцы); 2 — осадочно-метаморфический цоколь материка (2а — мезоабиссальные гранитоиды, 2б — мигматитовый гнейсовый ороел, 2в — прагеосинклинальная и геосинклинальная флишодная «сланцевая подстилка», 2г — гипабиссальные гранитоиды, 2д — карбонатный каркас, 2е — флишодные и эффузивные формации, 2ж — шпир и молассы); 3 — материковые покровы (3а — нижние молассовые, шпировые формации, 3б — карбонатные, 3в — верхние молассовидные и шпировидные формации, 3г — молассы)

Эти оболочки с некоторыми уточнениями названий перечислены в табл. 11. Там же указаны их соотношения с разбираемыми далее структурно-формационными этапами.

Ступеням развития земной коры в общем отвечают структурно-формационные этажи (рис. 21), а стадиям — структурно-формационные подэтажи земной коры. Каждый этаж характеризуется своими формационными особенностями (табл. 12) и, в частности, составом свойственных им стадийных формационных рядов (см. гл. 25). С помощью этих признаков структурно-формационные этажи опознаются в тех случаях, когда они выходят на поверхность Земли.

Выделение и прослеживание этажей и земных оболочек в глубинах земной коры производится геофизиками с помощью исследований скоростей продольных сейсмических волн. Типовые данные о них указаны в табл. 11, в которой учитывается увеличение скорости сейсмических волн при усилении метаморфизма пород и при возрастании давления на больших глубинах (результаты экспериментов Бёрча и Хьюза).

Принципиально сходное расчленение структурно-формационных этажей выявляется в ряде регионов, например в Средней

Характеристика формаций и их тектонического строения в различных структурно-формационных этапах

Структурно-формационные этапы	Формации			
	Осадочные	Магматические	Пневматолито-гидротермальные	Метаморфические
Материковые покровы	Немногие типы, часто малой мощности (кроме предгорных), крупные ритмосерии, слабая деформированность	Отсутствуют, или немногие типы: базальтоидные; в переходных поясах — липарит-андезитовые, иногда малые гранитоидные, щелочногранитоидные и щелочногаббронидные интрузии	Отсутствуют, или немногие типы	Отсутствуют; иногда в низах мощных покровов начальное развитие эпизонных фаций зеленых сланцев (только с глубиной 8—10 км)
Осадочно-метаморфический цоколь материка	Наиболее разнообразные, часто мощные, крупные и средние ритмосерии, нередко неясно выраженные, продолжная дислоцированность, складки упрощаются с глубиной	Наиболее разнообразные эффузивные и гиабиссальные В ядерных зонах много кислых, средних и основных формаций, почти нет ультраосновных	Наиболее разнообразные В ядерных зонах: разнообразные, многофазные, телескопированные	Наиболее разнообразные. Эпизонные изменения начинаются с глубины 3,5—4 км. Глубже развиты мезозонные формации (амфиболитовая фация). В глубине состав упрощается вследствие реакции CO_2 с минералами
Гранито-гнейсовый кристаллический фундамент	Представлены только в параметаморфических формациях, состав которых на материках в архее приближается к составу базальтов	Немногие типы — главным образом гранитоидные мезоабиссальные (с легматитами), глубже — абиссальные (без пегматитов) и палингенные (стираются грани между магматическими и метаморфическими формациями) Внизу преобладают ортометаморфические metabазитовые, превращенные в чарнокиты	Почти отсутствуют, т. е. снижаются процессы метаморфизма и пневматогидротермальные (вследствие избытка проходящих паров H_2O и CO_2)	Гранулитовая фация. Немногие типы: гранат-биотитовые сланцы, гнейсы, metabазиты, кальцифиры, глубже чарнокиты. В глубине сливаются метаморфические, пневматогидротермальные и магматические процессы

Азии и в Западной Европе. В последней оно явилось прототипом для расчленения на его основе основных стратиграфических групп докембрия (отвечающего там кристаллическому фундаменту), палеозоя (цоколь материка), мезозоя и кайнозоя (осадочная оболочка) *.

Авторы придерживаются традиционной терминологии структурно-формационных этажей, оправданной с точки зрения приоритета и в смысловом отношении. Напомним, что Ч. Ляйэль впервые выделил в Западной Европе древнейший («лаврентьевский») кристаллический фундамент, состоящий из гнейсов и гранитов. Но он не включал в фундамент вышележащие складчатые слабо-метаморфизованные формации, которые позднее были названы «цоколем» (поскольку последний всегда залегает на фундаменте). Несмотря на это, в Восточной Европе, а затем и в Азии отечественные геологи стали называть «фундаментом» не только те образования, которые первоначально понимал под этим термином Ч. Ляйэль, но и еще цоколь. Э. Арган в 1920 г. объединил тот и другой этаж общим термином «складчатое основание», противопоставив ему вышележащие неметаморфизованные «покровы» материка. Однако последние, несмотря на значительную мощность и вопреки приоритету Э. Аргана, позднее стали называться «чехлом», хотя этот термин по своему смыслу мог бы обозначать только некоторые маломощные покровы, например четвертные.

Смена структурно-формационных этажей снизу вверх в разрезе земной коры связана с необратимым волнообразным развитием и созреванием последней. Вследствие этого они испытывают возрастное скольжение, меняя свой возраст в разновозрастных орогенных поясах.

Структурно-формационные этажи делятся на стадийные подэтажи, отвечающие одной из стадий развития земной коры — горообразовательной или равнинообразовательной. Таким образом, в земной коре неоднократно чередуются мощные сильно смятые горообразовательные подэтажи и маломощные равнинообразовательные. Последние менее смяты, особенно в более молодых подэтажах и, кроме того, сопровождаются региональными размывами и перерывами по границе с подстилающим горообразовательным подэтажом. Вдоль таких поверхностей денудации при тектонических деформациях легко происходят срывы и скольжения обширных пластин земной коры, отвечающих горообразовательным подэтажам.

Вследствие этого, по-видимому, именно равнинообразовательным подэтажам отвечают те субгоризонтальные поверхности раз-

* В сущности, им соответствуют «классы пород» (и формаций) — первичный, переходный, вторичный, третичный, первоначально выделенные И. Леманом и А. Вернером в 1771 г. во внеальпийской Европе и явившиеся позднее эталоном для разделения геологических групп.

дела, которые устанавливаются в земной коре геофизиками по отражению и преломлению сейсмических волн*.

Структурно-формационные этажи и подэтажи, подобно обычным формациям, скользят во времени и пространстве, так как обязаны своим возникновением ступеням и стадиям развития земной коры, а эти ступени и стадии в разное время начинались и оканчивались в разных регионах. В частности, кристаллический фундамент в пределах Индостанского и Синийского пракоинтентов охватывает катархей, архей и почти весь нижний протерозой. В Гималайско-Южнопамирской и Куньлуньско-Каратегинской кристаллических дугах он включает также частично или полностью верхнюю часть нижнего протерозоя.

За пределами этих пракоинтентов и смежных с ними кристаллических дуг, в окружающей и разделяющей их более молодой коре, на Памире и в Тянь-Шане не установлен архейско-раннепротерозойский пракоинтентальный кристаллический фундамент (за исключением, возможно, отдельных островных поднятий в Северном Тянь-Шане и Центральном Казахстане, имеющих, по данным И. А. Ефимова, возраст 2,2—2,0 млрд. лет, что отвечает середине раннего протерозоя). Известные на этой территории выходы кристаллического фундамента, как правило, имеют более молодой возраст, чем на пракоинтентах. Их метаморфизм высокой ступени чаще всего имеет рифейский возраст, а в Средиземноморском поясе — от Альп до Каракорума и Южного Памира — даже мезозойский и кайнозойский. Следовательно, такие ограниченные по площади участки кристаллического фундамента сформировались благодаря глубокому метаморфизму цоколя материка. Их можно называть «метацокольными».

Материковые покровы на Восточно-Европейской платформе подстилаются докембрием, в каледонидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня — ранним палеозоем, южнее в вариссидах Тянь-Шаня и Северного Памира — триасом и более древними отложениями, а еще южнее не успели образоваться.

От структурно-формационных этажей и подэтажей четко отличаются структурно-формационные ярусы (см. рис. 21) и подъярусы, обособляющиеся в разрезе земной коры в результате крупных периодических (циклических) магма-тектонических процессов и

* Можно полагать, что устанавливаемое геофизическими методами почти горизонтальное залегание многих поверхностей раздела в земной коре в значительной мере связано с выравниванием рельефа поверхности каждого горообразовательного подэтажа, которое происходило при образовании следующего равнинообразовательного (например, при возникновении квазиплатформенного, разделяющего прагеосинклинальный горообразовательный подэтаж и геосинклинальный). Такое выравнивание рельефа могло быть связано с тем, что во время равнинообразовательных стадий отсутствуют проявления магматизма, обычно деформирующие рельеф земной коры и возмущающие гравитационное поле, а также с тем, что при этом наступали условия, близкие к изостатическим, неблагоприятные для деформации рельефа. В частности, последнее установлено в пределах длительно развивавшихся платформенных областей (например, Восточно-Европейской).

характеризующиеся ритмическим строением разреза. В частности, структурно-формационные ярусы в стратиграфическом отношении отвечают слагающим их геологическим комплексам.

Многие структурно-формационные ярусы и подъярусы характеризуются в разрезе земной коры различной интенсивностью деформации в разных интервалах разреза слагающих их формационных рядов [23]. В Тяньшанском и Гималайском (Южнотаджикская депрессия и др.) геологических комплексах отмечалось [23], что средняя часть формационного ряда сложена преимущественно наименее компетентными, а именно удаленными пелитовыми формациями, и потому подвергается наиболее интенсивным складчатым деформациям. Последние развиваются дисгармонично по отношению к более крупным и более простым изгибам средней части и подошвы яруса, сложенными более компетентными и более консолидированными формациями. Ослабевает степень тектонического смятия и в верхах структурно-формационного яруса и подъяруса, где преобладают шлировые и молассовые формации, подвергшиеся меньшему количеству тектонических деформаций.

В заключение остановимся на взаимоотношениях структурно-формационных этажей и стадийных подэтажей со структурно-формационными ярусами (см. рис. 21) и подъярусами. Названные четыре главных типа вертикальных структурно-формационных подразделений земной коры представляют более или менее мощные пластины, выделяющиеся в разрезе земной коры и в общем вытягивающиеся в ней в субгоризонтальном направлении. Вследствие этого этажи и подэтажи, ярусы и подъярусы в пределах отдельных регионов имеют субпараллельные границы.

Как же соподчинены этажные и ярусные подразделения земной коры? Самыми мощными являются структурно-формационные этажи и подэтажи. У них, также как у формаций и формационных рядов, границы метакронные (см. гл. 5), т. е. испытывают постепенное или ступенчатое возрастное скольжение в соответствии с III и IV основными фаціальными законами.

Внутри стадийного подэтажа обычно выделяется несколько структурно-формационных ярусов и подъярусов. Это связано с тем, что каждый из стадийных подэтажей обычно не успевает развиваться в течение времени образования одного геологического комплекса и ритмокомплекса и чаще всего является продуктом развития нескольких таких ритмов (циклов) и обнимает несколько отвечающих им геологических комплексов или ритмокомплексов. Их границы изокронные, хотя бы в пределах какого-либо региона, поскольку они относятся к числу ритмических серий формаций. Четкое обособление друг от друга этажных и ярусных подразделений земной коры является одним из результатов развития генетического учения о формациях и, в частности, опирается на основные фаціальные законы образования и распространения формаций во времени и пространстве.

Схема расчленения этажных и ярусных подразделений может

быть установлена в каждом регионе и является обязательным элементом формационного анализа. Имеющийся опыт показал, что такие схемы не вполне совпадают в различных регионах. Связано это с тем, что не у всех таких подразделений выдерживается возраст их границ при переходе от одного региона к другому.

При этом можно заметить, что ярусные структурно-формационные подразделения земной коры являются все же относительно гораздо более выдержанными по своему возрасту. Связано это с тем, что в ярусных подразделениях зафиксировано развитие крупных ритмосерий. В гл. 6 уже отмечалось, что границы ритмосерий являются в основном изохронными и это накладывает свой отпечаток на поведение границ структурно-формационных ярусов и подъярусов. Поэтому они в общем изохронно выдерживаются в пределах достаточно обширных регионов*.

Вследствие возрастного скольжения границ структурно-формационных этажей и подэтажей, они в поперечных разрезах под косым углом пересекаются на отдельные субгоризонтальные линзы границами ритмически возникающих структурно-формационных ярусов и подъярусов. Таким образом на Восточно-Европейской платформе устанавливаются ослабленные отголоски горообразовательных процессов, которые в геосинклиналях разделяли развитие альпид, варисцид и каледонид и соответствующие им структурно-формационные ярусы.

Таким образом, данные изучения генезиса, состава и распространения различных типов геологических формаций, в связи с использованием материалов геофизиков о физико-химических процессах литосферы и анализом ступеней и стадий истории развития земной коры (см. гл. 8), позволяют внести существенные уточнения в понимание ее строения. При этом выясняются неизвестные ранее особенности расчленения глубинных структурно-формационных этажей и подэтажей, ярусов и подъярусов, а также крупных и мелких геологических регионов. Последние подробнее характеризуются с генетико-формационных позиций в гл. 10.

Глава 10

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ

Перейдем к рассмотрению последней из связанных с учением о фациях региональной проблемы, а именно касающейся выделения структурно-формационных зон.

Эти зоны были впервые выделены Л. Кобером в Альпах как тектонические элементы. Он упрощенно понимал такие зоны, от-

* Однако ярусные подразделения, даже крупнейшие, подобно всем ритмическим сериям, также характеризуются ограниченным распространением или изменением возраста своих границ. Это, например, в пределах Евразии было установлено В. И. Поповым для фанерозоя.

мечая в каждой из них единственную характеризующую ее форму (флишевую — в экстернидах, молассовую — в молассовой зоне и т. д.).

Одновременно с ним структурно-формационные зоны, в более широком историко-стратиграфическом понимании, начали выделять в Средней Азии. Первоначально они фигурировали тут в качестве стратиграфических зон, позднее как литологические формационные зоны — полигенные и моногенные, а затем как структурно-фациальные. Наконец им было дано В. И. Поповым в 1947 г. общепринятое современное наименование — структурно-формационные зоны.

В основе разделения таких зон лежит представление о том, что в их пределах формационные особенности пространственно сопряжены со структурными. При этом главными являются формационные особенности, а структурные тектонические — дополнительными.

Развивая представления Д. В. Наливкина о зонах («дугах») Туркестана, В. И. Попов отметил, что в каждой из них имеется свой набор формаций. Они образуют как вертикальный формационный ряд, так и горизонтальный. Установление таких рядов — это основа для выделения и прослеживания по простиранию соответствующих им структурно-формационных зон, характеризующихся определенными тектоническими структурами.

Вместе с тем расчленение структурно-формационных зон можно рассматривать не только как один из разделов генетического учения о формациях, но еще и в качестве одного из этапов много-степенного геологического районирования, т. е. раздела региональной геологии, учитывающего однако интересы самых различных геологических наук.

Роль структурно-формационных зон в геологическом районировании

Термин «геологическое районирование» был предложен основоположниками среднеазиатской геологической школы — Д. В. Наливкиным и Д. И. Мушкетовым*.

Целью геологического районирования является выделение геологических регионов, сменяющих друг друга в горизонтальном направлении. Оно, так же как и разделение коры в вертикальном направлении на структурно-формационные этажи и ярусы, может быть связано с неравномерностью развития радиогенных магматектонических процессов и, в конечном счете, вероятно, с изначальным неравномерным распределением в литосфере рассеянных радиоактивных элементов.

* Позднее в этом же смысле предлагалось применять также термин «тектоническое районирование», хотя, по существу, основанное на тектонике структурно-тектоническое районирование имеет гораздо более узкое значение, чем геологическое районирование.

Геологическое районирование является многоступенным и, исходя из общих геонимических представлений (см. гл. 8), осуществляется авторами от крупных регионов к мелким. На этом фоне получает свое место также и выделение структурно-формационных зон.

Во-первых, проводится историко-геологическое районирование — самое мелкомасштабное: 1) прежде всего выделяются крупнейшие регионы, характеризующиеся разными типами коры, — континентальные, субокеанические (окаинно-материковые) и океанические; они отвечают разным ступеням развития коры и характеризуются разными типами ее разреза; 2) далее подразделяются регионы, которые соответствуют разным стадиям развития коры; 3) дополнительно выделяются наращивавшие ее в разное время разновозрастные орогенные пояса и возникшие в их пределах плетогенные области.

Во-вторых, выделяются регионы среднего ранга, различаемые на основе структурно-формационного принципа: 4) структурно-формационные зоны и 5) подзоны.

В-третьих, они разделяются на еще более мелкие участки, различающиеся на основе структурно-тектонического принципа и относящиеся к сфере тектоники: 6) крупные (антиклинории и синклинории, антеклизы и синеклизы); 7) средние (антиклиналы и синклиналы, горсты и грабены) и, наконец, 8) мелкие (складки и разрывные структуры II, III и более низкого порядка).

В-четвертых, в рамках каждой из отмеченных трех групп регионов применяются дополнительные принципы районирования, позволяющие выделять петрографические, минералогические, геохимические, палеозоологические и иные провинции, также играющие важную роль, особенно при изучении полезных ископаемых.

В данной работе достаточно остановиться только на структурно-формационном районировании. При районировании орогенных провинций — пракоинконтинентальных, прагеосинклинальных, геосинклинальных, постгеосинклинальных, а также при прогнозах в них полезных ископаемых основную роль играет расчленение орогенных поясов на структурно-формационные зоны и подзоны.

Структурно-формационные зоны наиболее четко выделяются внутри слагаемых ими орогенных поясов, отвечающих отдельным орогенным магма-тектоническим циклам и формирующихся в ходе орогенных (горообразовательных) стадий (см. гл. 8).

При районировании и прогнозировании в пределах равнинообразовательных, т. е. платформенных, квазиплатформенных и других подобных им провинций, аналогичную роль играет расчленение замкнутых осадочных бассейнов и обрамляющих их поднятий.

Выделение орогенных ядерных и междуядерных структурно-формационных зон

Образование орогенных поясов и их расчленение на структурно-формационные зоны является результатом неравномерного

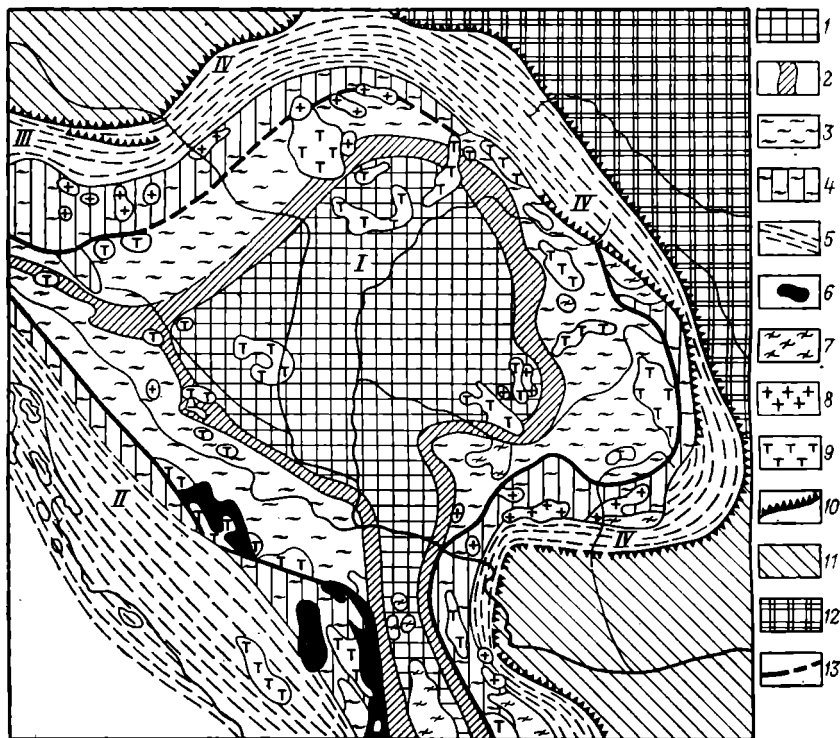


Рис. 22. Зональное строение Паннонского ядра (I) и окружающих альпийских междядерных зон — Динарской (II), Альпийской (III) и Карпатской (IV). По В. И. Попову.

Структурно-формационные зоны: 1 — сердцевина ядра; 2 — оторочки сердцевин; 3 — окраинно-ядерные зоны; 4 — переходные междядерные зоны; 5 — междядерные. Формации: 6 — офиолитовые; 7 — гнейсы и сланцы кристаллического фундамента; 8 — гранитоиды; 9 — туфы; 10 — разломы; 11 — варисский пояс; 12 — Русский пракоинтент (платформа); 13 — границы зон

проявления общего магматического разрастания земной коры (см. гл. 7), происходившего в первую очередь в фокусах магматической активности, а также вокруг них.

Такие фокусы выделялись в Средней Азии и в других регионах. Он были названы полигенными «ядрами» роста коры, а смежные с ними и окружающие их зоны — моногенными «междядерными» (их можно было бы назвать также «околоядерными»). На основе изучения особенностей их образования сформировалась ядерная теория развития земной коры [23, 27] (рис. 22).

Обычно ядра вытягиваются цепочками вдоль оси порождаемого ими орогенного пояса, образуя ядерные зоны, а смежные междядерные (околоядерные) зоны окаймляют ядерную цепочку с обеих сторон, завершая образование орогенных поясов по их периферии.

Таким образом, каждый орогенный пояс состоит, по крайней мере, из одной осевой цепочки ядер и еще двух окаймляющих ее междуядерных зон. Поэтому каждый орогенный пояс или подпояс представляет «ядерную триаду».

Выделение ядерных триад лежит в основе выделения орогенных поясов. Разделение их на ядерные и междуядерные зоны представляет сущность структурно-формационного районирования (в понимании авторов) при расчленении орогенных поясов складчатого основания материка. В основу типизации таких зон положены объективные критерии.

Ядерные триады выделяются на разных горообразовательных стадиях: в островных дугах, в возникающих из них пракоинтinentах, в развивающихся между дугами промежуточных субокеанических впадинах, дающих начало прагеосинклиналям. В последнем случае возникают гигантские округлые ядра типа Иранского или Афганского.

Но особенно наглядно ядерные и междуядерные зоны выражены и дифференцированы в геосинклинальных поясах. Структурно-формационные зоны гораздо лучше сохранили здесь свои первоначальные черты, чем в поясах, сформированных более ранними горообразовательными стадиями — прагеосинклинальной, пракоинтinentальной и др. В таких условиях они и были впервые установлены одним из авторов в Урало-Тяньшанском варисском геосинклинальном поясе, включающем Кураминское, Гиссаро-Дарвазское и другие ядра (рис. 23), и дополнительно изучены и детализированы в Средиземноморском альпийском поясе. В последнем тектоническая зональность Паннонского ядра была установлена еще Л. Кобером, исходившим при районировании из иных, структурно-морфологических установок.

Оказалось, что разделение типов ядерных и междуядерных структурно-формационных зон, установленное с помощью таких признаков в Паннонском ядре (см. рис. 22), в географическом отношении почти совпало с давно предложенным здесь Л. Кобером делением тектонических зон, отличаясь от них главным образом по названиям, а также по установочным представлениям об условиях возникновения этих зон (табл. 13).

Такое совпадение двух независимо предложенных схем типизации геосинклинальных зон весьма знаменательно. Оно свидетельствует, что в обеих схемах под разными названиями зафиксированы реально существующие закономерности расчленения структурных и формационных зон в геосинклинальных поясах. Это может положить конец длительным и бесплодным спорам вокруг типизации геосинклинальных зон* и открывает большие возможности перед согласованным дальнейшим применением еди-

* Авторы не считают возможным при выделении типов геосинклинальных структурно-формационных зон основываться на разделении эвгеосинклиналей и миеосинклиналей. Их разделение является очень неопределенным и противоречивым даже в работах Г. Штилле — автора этих терминов.

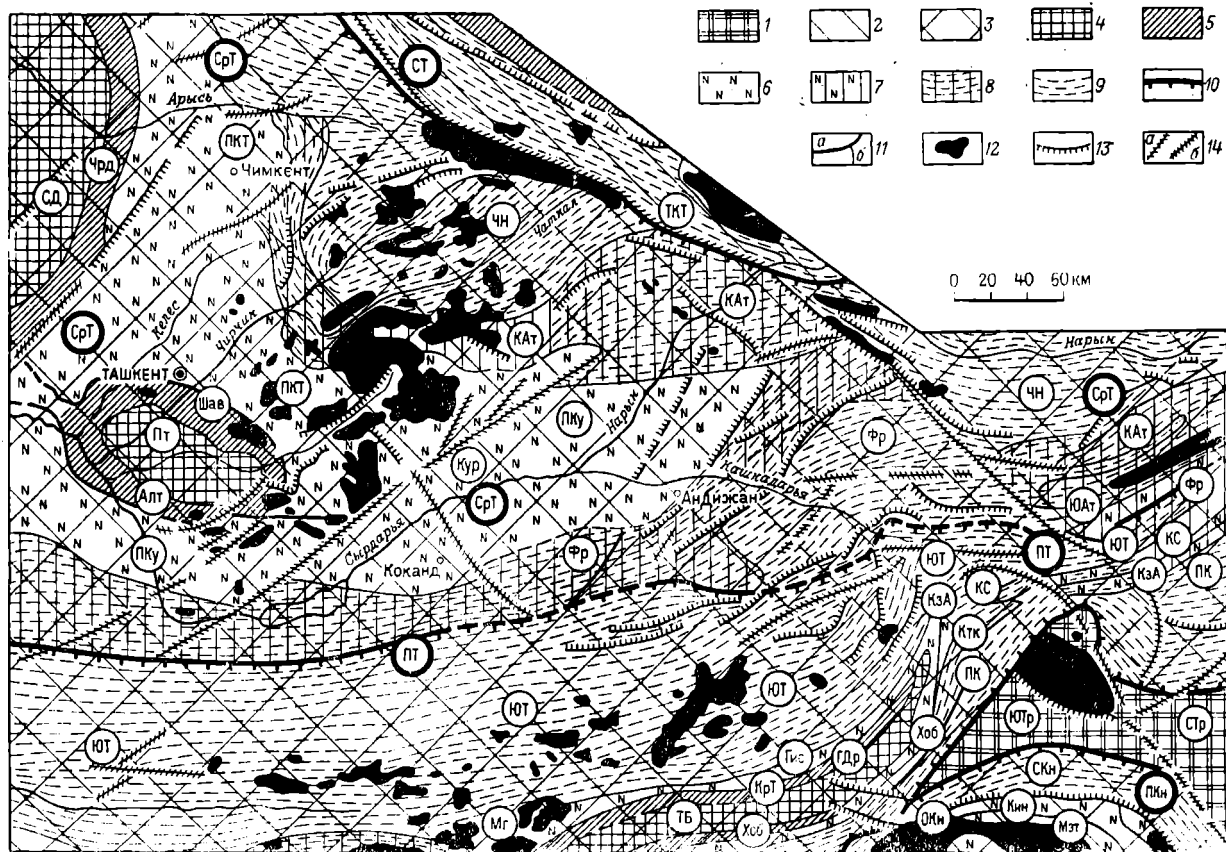


Рис. 23. Схема структурно-формационного расчленения части Среднего и Южного Тянь-Шаня. По В. И. Попову:

1 — Таримский праконтинент. Полноразвитые прагеосинклинальные и геосинклинальные пояса осадочно-метаморфического чехла материка (выделяются по времени завершения орогенеза); 2 — каледонский, 3 — варисский. Геосинклинальные структурно-формационные зоны: 4 — ядерные сердцевин; 5 — оторочки ядер; 6 — окраинно-ядерные зоны; 7 — шовные (базитовые и гипербазитовые); 8 — переходные от ядерных к междуядерным; 9 — междуядерные. Границы: 10 — поясов; 11 — подпоясов (а) и зон (б); 12 — гранитные. Формации чехла: 13 — главные; 14 — главные сланцы (а) — левая, б — правая). СТ — Северо-Тяньшанский каледонский пояс, ТКТ — Таласо-Карагаульская междуядерная зона; СД — Сардаркентская междуядерная зона; Чд — Чаткало-Нарынская междуядерная зона; Кд — Касано-Атбашинская междуядерная зона; СРт — Средне-Тяньшанский переходный пояс; ЦП — Цардакская окраинно-ядерная зона; Чрд — Чардаринская оторочка; Пт — Памиро-Тяньшанский семейство ядер; ПКТ — Прескелатауская оторочка; Алт — Алтынтопканская оторочка; ПКУ — Предкураминская окраинно-ядерная зона; Шав — Шавская оторочка; Алт — Алтынтопканская оторочка; Фр — Ферганская переходная зона; ГДр — Гиссаро-Дарвазское ядро; Гис — Гиссаро-Куранинское ядро и его Памиро-Атбашинская шовная ядерная зона; Мг — Матигинская переходная зона; Тб — Талжино-Бухарская сердцевина; КдА — КС — Кызылакын-Карасайская окраинно-ядерная зона; Крт — Караатаская оторочка; Тб — Талжино-Бухарская сердцевина; КдА — КС — Кызылакын-Карасайская шовная окраинно-ядерная зона; ПКУ — Памиро-Кузунский варисский пояс; СКП — Северо-Кузунский междуядерный пояс; СКи — Северо-Кузунский междуядерный пояс; ОКи — Осеяная Кузунская зона; Хоб — Хобулатауская оторочка; ПК — Памиро-Кузунский варисский пояс; СКи — Северо-Кузунский междуядерный пояс; ОКи — Осеяная Кузунская зона; ПКи — Памиро-Кузунский междуядерный пояс; Мзт — Музтагатинское ядро. Северный блок; ПКи — Памиро-Кузунский междуядерный пояс; Мзт — Музтагатинское ядро.

ной объединенной схемы их типизации (независимо от предпочтения, отдаваемого исследователями терминам Л. Кобера или же предложенным автором ядерной теории).

Схема Л. Кобера применялась С. Бубновым во внеальпийской Европе.

На основе разделения ядерных и междуядерных зон авторами в течение ряда лет проводится и уточняется структурно-формационное районирование Средиземноморского альпийского пояса (до Паннонского ядра, Карпат и Альп включительно), а также Средней Азии, Гималаев и Индостанского архейско-протерозойского праконтинента.

В табл. 13 приведены признаки ядерных и междуядерных зон, установленные в результате обобщения результатов районирования названных регионов. Обычно структурно-формационные зоны разделяются проходящими вдоль их границ длительно развивавшимися глубинными разломами, по которым поднимались магматические расплавы.

Расчленение континентальных структурно-формационных зон

Расчленение ядерных и междуядерных зон, выделенных в геосинклинальных поясах, относящихся к окраинно-материковой ступени, отчасти унаследованно отражается на характере тектонических структур и структурно-формационных зон, выделяющихся в наложенных на них позднее в развитии континентальной ступени постгеосинклинальных и постплатформенных орогенных поясах. Так, в Средней Азии структуры и зоны постгеосинклинальных материковых покровов, развившиеся на месте междуядерных геосинклинальных зон, также приобретают продольную линейность. Это имеет место, например, в складчатых структурах мезозоя и кайнозоя Южной Ферганы, развившихся в Ферганской переходной зоне и отчасти в Южно-Тяньшанской междуядерной зоне; также на западных и северо-западных продолжениях последней, в долине р. Зеравшан и у подножий Нуратинских гор.

Схема разделения типов геосинклинальных структурно-формационных зон складчатого основания, по Л. Коберу (I), и согласно ядерной теории развития земной коры, по В. И. Попову (II)

Типы структурно-формационных зон		Основные особенности
I	II	
Интерниды	Сердцевины ядер	Ядерные зоны Имеют неправильную округлую, реже вытянутую форму. Орогенное геосинклинальное развитие заканчивается на 1—2 цикла (ритмокомплекса) раньше, чем в прочих окружающих их зонах. Нередко обнажается гранито-гнейсовый кристаллический фундамент. Развита многофазные древние и более молодые гранитоидные батолито-штоковые и малоинтрузивные формации, а также липаритоидные. Характерно пятнистое их развитие, обильные пересекающиеся разломы, мозаичные геофизические аномалии. Эти формации в сердцевине и в смежных зонах образуют нижний структурно-формационный подъярус того геологического комплекса, к которому относится образование данного орогенного пояса
Не выделялись	Оторочки сердцевины ядер	Узкие (15—30 км), овальные в плане, прерывистые кольцообразные зоны, окружающие сердцевины ядер, связанные с глубинными разломами, выведившими основную магму и иногда ультраосновную. Преобладают линейно-деформационные сланцевые, иногда флишоподобные толщи; имеются наложенные продольно вытянутые гранитоидные интрузии, выходы порфир — туфовых формаций. Трассируются резко выраженными положительными продольными магнитными и гравитационными аномалиями
Централиды	Окраинные ядерные	Во многом подобны сердцевинам ядер. Однако развитие складчатого основания здесь не заканчивается образованием нижнего структурно-формационного подъяруса (см. выше), а завершается на 1—2 цикла позднее, чем в сердцевинах, и одновременно со всем геосинклинальным поясом, как и в следующих зонах. Этим обусловлено формирование здесь верхнего структурно-формационного подъяруса, особенно обога-

Типы структурно-формационных зон		Основные особенности
I	II	
Централиды	Окраинные ядерные	ценного порфир-туфовыми, а также гранитоидными батолито-штоковыми и малоинтрузивными формациями, из-под которых обычно не выступает кристаллический фундамент. Характерны мозаичные и пятнистые гравитационные и магнитные аномалии
Метаморфиды (частью)	Шовные ядерные зоны	Междудерные зоны Замещают по простиранию суживающиеся и выклинивающиеся ядра и все их зоны, перечисленные выше. Представляют узкие (5—15 км) полосы базитовых и ультрабазитовых формаций, связанных с глубинными разломами; выклиниваются еще далее по простиранию между ограничивающими их с обеих сторон переходными междудерными зонами и, возможно, представляют их разновидность
	Переходные междудерные зоны	Совмещают признаки междудерных (продольная линейность структур) и ядерных зон; в частности, развиты типичные для последних, многофазные по составу магматические формации, в том числе кислые батолито-штоковые, малые интрузивные и липаритоидные. Во многом подобны оторочкам сердцевин ядер. Здесь по глубинным разломам нередко возникают базитовые, ультрабазитовые и глубокометаморфизованные формации. Развиваются наложенные глубокие прогибы, заполненные мощными прибрежными шлировыми и континентальными молассовыми формациями. Типичны интенсивные положительные гравитационные и магнитные аномалии. Ширина очень изменчива и колеблется в зависимости от сужения или расширения смежных ядер

Типы структурно-формационных зон		Основные особенности
I	II	
Экстерниды	Собственно междюзерные зоны	Преобладают мощные пелитовые флишонидные (сланцевые, сланцево-песчаниковые), а также карбонатные, диабазовые формации, мало распространены гранитоидные интрузии (отсутствуют малые); практически отсутствуют липаритоидные формации. Развита сжатая, иногда изоклиналильные складки, продольные надвиги, шарьяжи, простирающиеся параллельно окраинам ближайших ядер. Типичны продольно вытянутые, нередко ослабленные («морщинистые») малоамплитудные положительные и отрицательные геофизические аномалии

Напротив, структуры мезозоя и кайнозоя, которые после завершения геосинклинальной стадии развились на месте ядерных геосинклинальных зон, чаще всего брахиформные (остальные участки Ферганы) или даже куполовидные (в Приташкентских Чулях).

Объяснить отмеченные особенности можно согласованным последовательным развитием тектонических структур и зон в складчатом основании и в накрывающих его молодых материковых покровах.

Выделение структурно-формационных подзон

Авторы различают также структурно-формационные подзоны, отвечающие длительно развивавшимся конседиментационным и конмагматическим поднятиям и впадинам. Такие подзоны отличаются друг от друга мощностями осадочных и эффузивных формаций, полнотой их набора, а иногда и их составом. Однако схемы структурно-формационного районирования, устанавливаемые с помощью формационных методов, нередко требуют дальнейшей детализации и расчленения выделенных зон и подзон. Это диктуется, прежде всего, практическими запросами. Если раньше поисковые и разведочные работы, проводимые по выходам полезных ископаемых, удовлетворялись мелкомасштабными схемами районирования приповерхностных горизонтов коры, то теперь на первый план выдвигаются более детальные и глубинные поисковые работы. Для их осуществления необходимы детальные динамические палеогеографические и палеоформационные карты.

Выделение пленогенных структурно-формационных зон

Пленогенные (равнинообразовательные) области, формирующиеся в ходе развития пленогенных стадий, характеризуются расплывчатостью структурно-формационных зон и меньшей определенностью их контуров. Они обладают неправильными очертаниями, и для их структур не характерны линейно-вытянутые формы. Однако к последним можно отнести крупные широкие антеклизы и синеклизы, а также протяженные линейные элементы — долгоживущие разрывы древнего заложения и связанные с ними локальные впадины и валы.

Вопросы выделения структурно-формационных зон в пределах постгеосинклинальных и, в частности, равнинообразовательных областей, включая платформенные, еще мало разработаны. Пути их изучения, вероятно, связаны с использованием карт динамических фациальных поясов и зон, нашедших свое отражение в составе и распространении осадочных формаций.

Выделение рифтогенных послегеосинклинальных зон

В последнее время в Средней Азии и других районах все более укрепляется идея о неоднократном проявлении рифтогенеза, т. е. орогенеза, обязанного горизонтальному растяжению земной коры, возникающего вследствие разогревания и разуплотнения верхов метабазитовой оболочки (рис. 24).

Рифтогенные зоны характеризуются развитием главным образом континентальных формаций: молассовых, трапповых, щелочных и др. Они возникают на месте ранее развивавшихся геосинклинальных и формируются на протяжении трех послегеосинклинальных стадий.

Генезис рифтовых и перифрифтовых поясов объясняет ряд их особенностей: высокую сейсмичность, образование в них восходящих термальных пресных и минерализованных зон и возникновение связанных с ними альпийских рудных месторождений. Эти идеи развиваются тектонистами и сейсмологами (В. И. Кнауфом, Е. В. Христовым и др.) в Центральном Тянь-Шане; установлены крупные солеродные рифтовые грабены: Иссык-Кульский, Нарынский и др. Все это имеет большое практическое значение.

В заключение отметим, что структурно-формационное районирование играет большую роль при мелкомасштабном выяснении закономерностей образования и размещения полезных ископаемых и их прогнозах. При средне- и крупномасштабных исследованиях преимущество отдается динамическим палеоформационным палеофациальным картам (см. гл. 11).

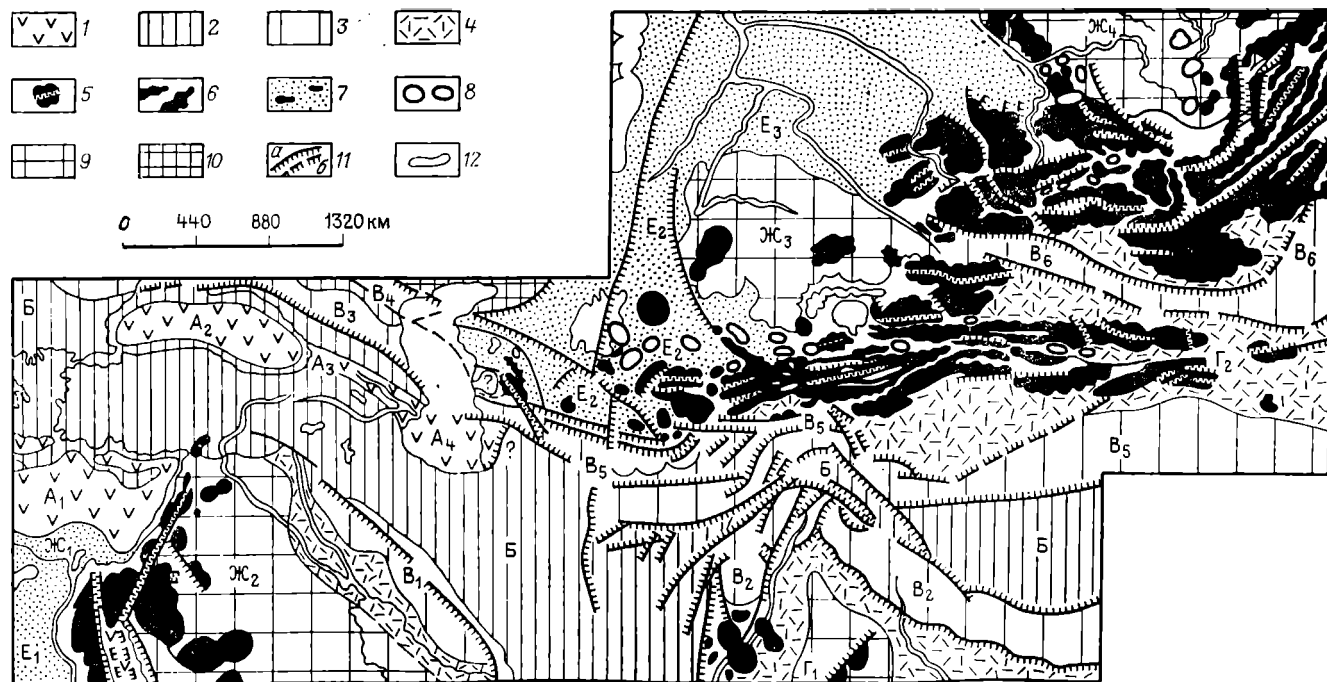


Рис. 24. Транссибирский рифтовый пояс Наливкина. По В. И. Попову и А. И. Попову:

1 — субокеанические впадины (А₁ — Восточно-Средиземноморская; А₂ — Черноморская; А₃ — Кура-Рионская; А₄ — Южно-Каспийская); 2 — геосинклинальный пояс сжатия (Б — Средиземноморский); 3 — перигеосинклинальные пояса сжатия и их ветви (В₁ — Загросский, В₂ — Гималайский, В₃ — Скифский, В₄ — Донец-Мангышлакский, В₅ — Куньлунь-Каракорумский, В₆ — Монголо-Охотский); 4 — фронтальные предрифтовые впадины; 5 — целочки сводов в рифтовых и перифрифовых поясах растяжения с рассекающими их рифтовыми грабенами (Г₁ — Индостанский рифтовый, Г₂ — Транссибирский пояс Наливкина); 6 — своды; 7 — перифрифовые области зарождающегося растяжения — перифрифовые депрессии (Е₁ — Ливийская, Е₂ — Туранская, Е₃ — Западно-Сибирская); 8 — овалы оседания; 9 — перифрифовые неотектонические щиты (Ж₁ — Африканский, Ж₂ — Аравийский, Ж₃ — Казахский, Ж₄ — Сибирский); 10 — Восточно-Европейская платформа; 11 — главные разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 12 — контуры равнин и поднятий неустоановленного происхождения

КЛАССИФИКАЦИЯ И НАИМЕНОВАНИЯ ФОРМАЦИЙ

При рассмотрении классификации формаций авторы подразумевают их иерархическое подразделение на систематические (классификационные) единицы разного масштаба («таксоны»). Термин «тип формации» отвечает частным классификационным единицам, выделяемым внутри отдельных таксонов. Общая система их частных наименований, развитая в излагаемой ниже классификации, составляет сущность «номенклатуры» [28].

Региональные и мировые типы формаций

Следуя установкам Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [16], необходимо противопоставлять друг другу, во-первых, местные, или «областные», типы формаций, выделяемые при изучении отдельных регионов; во-вторых, всеобщие, или «мировые», их типы, образование которых повторялось в разных регионах и в разные геологические эпохи и периоды*). В отличие от мировых, региональные дополнительно характеризуются ареалами распространения, определенным возрастом и соотношениями слагающих пород, формой и размерами образуемых последними тел, частными особенностями их окраски и минерального состава, вариациями структур, текстур и т. д.

Первая классификация региональных типов формаций была предложена в Западной Европе А. Вернером в 1787 г., позднее, для Европейской России — С. С. Куторгой, для Западной Сибири — М. А. Усовым и т. д.

Классификации областных типов формаций, выявляемые для отдельных регионов, имели самостоятельное значение только на первоначальных этапах развития учения о формациях. В рамках таких региональных классификаций постепенно устанавливались повторяющиеся мировые типы. Так, еще А. Вернер отмечал в Западной Европе повторное разновременное образование некоторых сходных типов формаций (базальтовой, сиенитовой и др.). Позднее мировые типы были выявлены и обобщены в общих классификациях формаций, укладываемых в несколько принципов, разбираемых ниже.

Установление региональных классификаций и до сих пор является одной из основных задач регионального формационного анализа. Но сейчас в его основу положено знание мировых типов

* Позднее представители парагенетического направления предлагали дать этим двум категориям типов формаций неудачные наименования — «конкретные» формации и «абстрактные». На самом же деле каждый региональный тип формаций тоже «абстрагируется», исходя из данных изучения отдельных «конкретных» формационных залежей, а каждый всемирный тип, устанавливаемый геологами, является «конкретным» в рамках земного шара, в отличие от лунных, марсианских и иных формаций.

и их классификаций, суммирующее длительный коллективный опыт многих исследователей-формационистов.

Принципы классификации мировых типов формаций

В настоящее время в геологической литературе применяются разные принципы классификации мировых типов формаций.

1) Фациально-петрогенетический принцип принадлежит Ф. Ю. Левинсону-Лессингу (табл. 14) и используется представителями его школы, включая авторов, а также В. М. Гольдшмидтом и др.

Согласно этому принципу, в классификации формаций на первый план выдвигается совмещение петрогенетических и фациальных их подразделений.

2) Историко-геологический принцип принадлежит М. Бертрану. В нем на первый план выдвигается разделение формационных рядов, различающихся по ступеням и стадиям развития коры и по типам ее регионов, в простейшем виде включено расчленение геосинклинальных и платформенных групп формаций. Среди этих групп одни исследователи выделяют генетические типы формаций, а другие — парагенетические.

Подобные классификации применялись Л. Кобером, А. С. Моисеевым, В. В. Белоусовым, А. В. Пейве, Н. С. Шатским, В. Е. Хаиным, Л. Б. Рухиным, А. А. Богдановым и др. Неудобство таких классификаций заключается в том, что в разных историко-геологических группах формаций повторяются сходные типы (молассовый, карбонатный, базальтовый и др.).

3) Комбинированный принцип выдвигает на первый план разделение фациально-петрогенетических типов, определяющее название вида формаций, и дополнительно учитывает разделение их по ступеням и стадиям развития (которые определяют название подвида формаций). Классификация формаций по этому принципу развита В. И. Поповым [28], индийскими геологами и применяется в этой работе.

4) Эволюционный принцип, предложенный Н. М. Страховым, применяется в дополнение к предыдущему. Он учитывает необратимую эволюцию типов формаций и слагающих их пород в истории Земли.

Однако в настоящее время нельзя еще предложить общую эволюционную классификацию формаций, так как недостаточно выявлена даже хронология появления отдельных их типов.

Выше отмечалось, что выражением эволюции материи земного шара является проявляющееся в нем четкое многостепенное расчленение «уровней организаций материи» (табл. 1 и 2), выраженных в обособлении типов (классов) геологических тел разного ранга.

Все перечисленные принципы, особенно фациально-петрогенетический и комплексный, играют существенную роль при оценке

**Фациально-петрогенетическая классификация магматических формаций
и пород. По Ф. Ю. Левинсону-Лессингу**

Породы	Глубинная интрузивная фация	Эффузивная фация
Кислая магма и ее производные	Гранитоидная (гранитовая) формация Кварцевые диориты Кварцевые сиениты и граносиениты, нордмаркиты Сиениты и сиенитовые порфиры Нефелин-сиенитовая или щелочная формация Плаггиоклазово-фельдшпатидовые глубинные породы	Кислые порфиры и липариты Дациты и кислые порфириты Кислые кератофиры Трахиты, порфиры и кератофиры Фонолиты —
Основная магма и ее производные	Габбро-норитовая формация Диориты и диоритовые порфиры Эссекситы — Габбро-перидотит-пироксенитовая формация — интрузивные ультраосновные породы	Диабазовая формация, авгитовые порфириты, спилиты, базальты Андезиты и порфириты Эффузивные эссекситы (мелафиры, тералитдиабазы, тефритобазальты) Базанитовая формация (базаниты, фельдшпатидовые базальты и тефриты) Пикриты и пикритовые порфириты
Несиликатная магма	Магнетиты, карбонатиты	

распространения и размещения различных типов полезных ископаемых.

В настоящее время признано, что формации (а равно и горные породы) могут быть систематизированы только в рамках многостепенных классификаций. Внешне они напоминают классификации животных или растений.

Таксономические деления формаций

Длительный опыт изучения формаций показывает, что при их типизации в каждом отдельном регионе, а также при разработке их классификаций целесообразно идти от выделения крупных подразделений к более мелким.

Все изучаемые типы формаций являются земными, хотя аналоги некоторых древнейших их типов (например, древних анортозитов) можно ожидать и на Луне.

Авторы выделяют восемь классификационных формационных единиц, или таксонов (от крупных к мелким):

1) петрогенетическая группа формаций (ПГФ), соответствующая геологическому типу процессов (например, осадочная, магматическая, пневматогидротермальная, метаморфическая);

2) петрогенетический ряд формаций (ПРФ), отвечающий определенному источнику вещества (например, алюмосиликатный, силикатный, карбонатный, галогенный ряды осадочных формаций или ультрабазитовый, базитовый, ацидитовый ряды магматических формаций);

3) фациально-петрогенетическое семейство формаций (СФ), соответствующее крупному фациальному подразделению петрогенетического ряда, в частности какому-либо орогидрографическому фациальному комплексу, например, молассовое СФ (наземно-равнинное алюмосиликатное), шливовое СФ (прибрежно-равнинное алюмосиликатное), или габброидное СФ (интрузивное базитовое), базальтоидное СФ (эффузивное базитовое);

4) структурно-тектонический, бассейновый или иной комплекс (род) формаций (КФ), отвечающий тектоническому режиму, например, молассовый КФ (горообразовательный, орогенный) и молассовидный КФ (равнинообразовательный, пленогенный); выделяются также лагунные или морские КФ, или же гранитоидные КФ (батолито-штоковый, малонинтрузивный, центрально-интрузивный, субвулканический);

5) изогенетический вид формации (собственно формация — ф), состоящий из пород одинакового происхождения: изофациальных и изопетрогенетических, а также изоклиматических, например, молассовые ф (ледовая, красноцветная, угленосная), батолито-штоковые гранитоидные ф (диоритовая, гранодиоритовая, гранитная, лейкогранитная, пегматитовая, лампрофировая);

6) историко-геологический подвид формации (п/в), отвечающий какой-либо стадии развития земной коры, например, молассовые формации (постплатформенная, платформенная, пост-

геосинклинальная, геосинклинальная, квазиplatformенная, пра-геосинклинальная);

7) динамофациальная субформация (с/ф) — часть формации, отвечающая, в определенном типе климата, отдельному динамическому фациальному поясу; например, теплоклиматические молассовые с/ф (подгорновоерная, равнинно-долинная, эолово-равнинная) или холодноклиматические с/ф (подножно-ледниковая, флювиогляциальная и др.);

8) разновидности формаций (р/ф): петрографическая (пр/ф), минеральная (мр/ф), геохимическая; включая различающиеся по содержанию полезных ископаемых (меденосная, бокситоносная и др.).

В учении о формациях, так же как при характеристике систематики органического мира, вряд ли могут быть даны строго единообразные для всех случаев критерии разделения таксонов. Так, например, у биологов и палеонтологов с течением времени изменялись конкретные представления о виде, роде, семействе и т. п.

Наименования формаций

Авторы применяют единообразную систему для установления названий формаций.

А. Названия формаций основываются прежде всего на названиях мировых фациально-петрографических типов формаций. На первое место ставятся фациальные особенности комплекса формаций (или же их семейства, если данный комплекс не выделяется в классификации), на второе помещается наименование, отражающее их петрогенетические особенности (например, «озерная мелководная диатомитовая», «удаленно-неритовая морская псаммит-пелитовая» и т. п.). В укоренившемся названии «молассовая формация» (по авторам) подразумевается, что она представляет отложившееся на суше сообщество алюмосиликатных осадочных пород. Вслед за образованным таким образом основным наименованием формации при необходимости можно поместить дополнительно специфические признаки, характеризующие более мелкие ее подразделения (с/ф, пр/ф, мр/ф, полезные ископаемые).

Б. При обозначении местных формаций, выделяемых в ходе изучения отдельных регионов, к основному типовому наименованию формаций впереди добавляются еще возрастная характеристика и географическое название формации (например, раннепермская сафетдаронская морская рифогенная карбонатная). Географические названия, по возможности, даются согласно уже принятому названию соответствующей региональной или местной свиты, толщи или их частям (нижняя, верхняя).

Используемые авторами названия главных мировых фациально-петрогенетических типов формаций и их комплексов приведены ниже в описаниях формаций. Авторы выбрали эти названия среди существующих синонимов и, по возможности, взаимно согласовали их на основе общих генетических представлений. Предпоч-

тение отдавалось названиям, уже получившим распространение в геологической литературе.

Тем формациям, для которых еще не существует укоренившихся названий, авторы стремились дать наглядные генетически оправданные петрографические наименования. Если в наименование формации включаются названия двух или нескольких слагающих ее горных пород, то они отделяются друг от друга дефисами. При этом на первое место выдвигается название породы, главенствующей в образовании данной формации, в частности такой, какая ближе всего стоит к составу исходного вещества, из которого при его дифференциации возникла эта формация и слагающие ее горные породы. Например, название «базальт-андезитовая формация» свидетельствует о ее происхождении при дифференциации базальтовой первичной магмы, а термин «липарит-андезитовая» — об образовании ее из кислой магмы; граносиенит-диоритовая формация (преобладает граносиенит), или же алевропелит-песчаная (преобладает алевропелит), или же гипс-доломитовая и др.

Из этих же примеров видно, что названия переходных пород (граносиенит, алевропелит), включаемые в наименования формаций, образуются из названий крайних типов пород, соединяемых друг с другом с помощью суффикса «о» и пишущихся слитно. Это давно принято в зарубежной петрографической литературе и является единственно приемлемым при образовании названий формаций по составу слагающих их горных пород.

Общее количество описываемых типов формаций

В. И. Поповым [28] уже были выделены около 420 видов формаций и свыше 900 субформаций.

В данной работе количество характеризуемых формаций сокращено до 280 типов, распределяющихся по петрогенетическим группам следующим образом: а) осадочные формации — 101 тип (32 семейства); б) магматические формации — 71 тип (12 семейств); в) пневматолито-гидротермальные формации — 71 тип (8 семейств); г) метаморфические формации — 37 типов (последние выделены главным образом в ранге комплексов или семейств).

С большей полнотой формации охарактеризованы лишь на уровне их семейств; с целью сокращения объема работы описание многих видов опущено, не говоря уже о субформациях.

Глава 12

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Магматической формацией называется естественно-историческое сообщество петрогенетически связанных сопряженных магматических пород, которое отвечает определенной единице геологической среды, т. е. фации, закономерно обособляющейся на том или ином этапе, фазе, стадии развития данного геологического региона.

Иногда другие исследователи в близком смысле использовали термин, магматический комплекс [15], семейство (штамм) магматических пород и др. Понимание отдельных типов магматических формаций согласовано с представлениями Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [17] и Ю. А. Кузнецова [15], хотя некоторые названия несколько видоизменены в соответствии с общими генетическими формационными установками. Некоторые синонимы используемых далее наименований формаций сведены в работах В. И. Попова [28, 7].

Названия и характеристики магматических пород принимают согласно Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (1931 г.), А. Н. Заварицкому (1956 г.) и Петрографическому словарю (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Э. А. Струве). Далее сокращенно обозначается ЛЛС.

По мнению представителей школы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, которому следуют авторы, генетический принцип является важнейшим принципом при выделении и классификации магматических формаций. Исследования ряда геологов, включая авторов, убедительно подтверждают магматическую природу таких широко распространенных пород и образуемых ими формаций, которые уже на протяжении полутора веков со времен Ч. Ляйэля считаются возникшими из магматических расплавов.

Участие жидких магматических расплавов в образовании таких пород наглядно доказывается внедрением их жилков по трещинам, разделившим ксенолит вмещающих пород на два или больше кусков (рис. 25): образованием жил аплита, пегматита и т. д. Подвижное состояние растекавшейся магматической массы наглядно доказывается также линейно-параллельной или плоскопараллельной ориентировкой минералов, сохраняющейся в застывших интрузивах. На этом основана разработанная Г. Клоссом методика изучения внутренней тектоники интрузивных тел. Такая же ориентировка минеральных зерен и связанная с ней флюидальность наблюдается в потоках лавы, текущей и застывающей на глазах исследователя. Реально наблюдаются также проявления магмы на

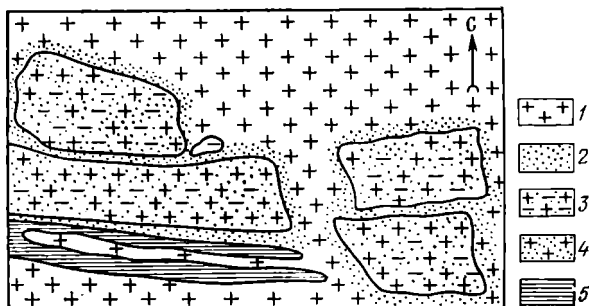


Рис. 25. Пересечение ксенолитов сланцев и псевдометасоматическое образование шлиров различных пород в среднекарбонovém нуратинском батолито-штоковом гранитоидном комплексе. По И. М. Исумухамедову:

1 — граниты; 2 — кварцевые диориты; 3 — диориты; 4 — гибридные образования; 5 — метаморфизованные сланцы

поверхности, в виде излияний лав, а от эффузивных пород, возникших при излиянии лав, имеются переходы к малоглубинным интрузиям, в том числе кислым, и от них к наиболее глубинным *.

Петрогенезис магматических формаций

Каждая магматическая формация, согласно Ф. Ю. Левинсон-Лессингу и его последователям, объединяет все горные породы, которые возникли при следующих петрогенетических условиях: а) из единого исходного магматического расплава, чем обусловлена их комагматичность; б) в результате сходства процессов движения и изменения расплава (ассимиляции); в) при одинаковых явлениях дифференциации и кристаллизации, протекавших во взаимодействии с окружающими горными породами.

Идея Ф. Ю. Левинсон-Лессинга о комагматичности пород внутри образуемой ими формации развивалась Е. К. Устиевым [45] и многими другими. По И. И. Абрамовичу и В. В. Грузе, комагматичность подтверждается, в частности, унаследованностью химизма в разнотипных магматических формациях, относящихся к одному и тому же петрогенетическому их ряду и представленных как в одном регионе, так и в различных. Однако позднее некоторые петрографы ВСЕГЕИ останавливались перед трудностями, связанными с установлением комагматичности.

Важнейшие петрогенетические соображения касаются природы родоначальной магмы магматических формаций. Давно отпала гипотеза множественности родоначальных магм. Природа магматических пород и формаций оказалась гораздо более закономерной, чем это вытекало из такой гипотезы. Это привело к выводу о «комагматичности» многих из них.

Р. Дэли и Н. Боуэн развивали гипотезу единой родоначальной магмы — базальтовой.

* Этими фактами опровергаются представления, развиваемые так называемыми «метасоматистами» или «трансформистами», «ультраметаморфистами» (Вегман, Эскола, Баклунд, Магнуссон, Рейнольдс и др.), которые допускают, что гранитоидные породы возникали вследствие метасоматоза твердых вмещающих пород, происходившего при воздействии на них каких-то ближе неопределенных высокотемпературных флюидов («магм»).

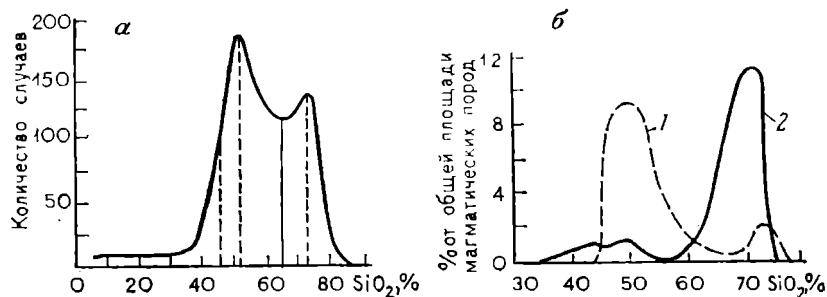


Рис. 26. Кривые распространения изверженных горных пород с различным содержанием кремнекислоты:

а — по Ричардсону и Снисби; б — по С. П. Соловьеву. 1 — эффузивные породы; 2 — интрузивные породы

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [17] придерживался гипотезы о двух магмах. Изучение магматических формаций подтвердило, что большинство их группируется частью около базальтовой магмы, частью около гранитоидной (липаритовой) (рис. 26, табл. 15). Позднее Ф. Ю. Левинсон-Лессинг признал также новые факты, суммированные Г. Хессом, А. Холмсом, а в нашей стране — А. Н. Алешковым, утверждающие самостоятельность еще и третьего типа магмы — ультрабазитового (пикритоидного).

Это положение легло в основу работ Ю. А. Билибина, Е. К. Устиева [45] и многих других исследователей, выдержало эмпирическую проверку, произведенную петрографами ВСЕГЕИ — М. И. Розиновым, Д. В. Рундквистом, В. Л. Масайтисом и др. [19]. При этом была опровергнута гипотеза о существовании еще четвертого самостоятельного типа магмы — среднего («андезитового») состава.

Таблица 15

Границы главных петрогенетических рядов магматических формаций по содержанию кремнекислоты

Петрогенетические ряды	По вариационной кривой Ричардсона—Снисби	По кривой площадей распространения С. П. Соловьева
Ультраосновной (ультрабазитовый)	Менее 45 (?)	Менее 45
Основной (базитовый)	От 45 (?) до 64	От 45 до 62*
Кислый (ацидитовый)	Более 64	Более 62*

* Указан минимум содержания кремнекислоты, выраженный на кривой распространенности эффузивных пород (максимум на кривой распространения базитовых интрузивных пород, отвечающий 54 % кремнекислоты, является менее определенным, ввиду существования габбро-гранитоидных формаций).

В породах трех типов магм содержание щелочных земель преобладает над щелочами. В каждом из них обособляется также подчиненная, сопровождающая щелочная ветвь. Содержание суммы щелочей в щелочных кислых породах более 9 %, в основных и ультраосновных — более 5 %. Щелочные породы делятся на натриевые и калиевые*. По данным физико-химических экспериментов Н. Боуэна, А. Рингвуда и А. Грина, Н. И. Хитарова и др., наиболее легкоплавкая протогранитная эвтектоидная магма, имеющая пегматитовый состав, может селективно выплавляться из базальтовой оболочки. При этом образуется «первичная гранитная магма» в понимании Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [17]; кроме того из низов кристаллического фундамента при палингенезе выплавляется «вторичная гранитная магма». Протобазальтовая магма выплавляется из перидотитовой оболочки до глубины 30 км (данные, приведенные И. Д. Рябчиковым, О. А. Богатиковым и др. в 1980 г.); глубже выплавляется самостоятельная ультраосновная пикритовая магма, распространенная достаточно широко.

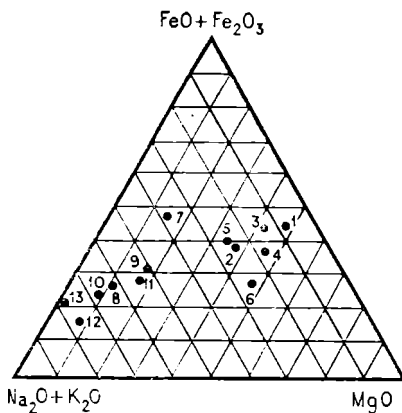
Среди магматических горных пород имеются еще и такие, состав которых более или менее изменен (контаминирован) материалом, заимствованным из вмещающих пород. К их числу относятся палингенные и реоморфические породы и формации, а также мигматитовые и ассимилятивные. Ассимилятивные контаминированные магматические образования возникают на разных глубинах, благодаря общей межзерновой инъекции всей движущейся магмы, которая при этом захватывает и расценивает в своей массе перекристаллизованные зерна тугоплавких минералов, выделившихся из материала ксенолитов вмещающих метаморфических горных пород. Полагают, что таким путем из первичной «протогранитной» магмы, имевшей, в частности, пегматитовый или же аляскитовый состав, могут возникать различные менее кислые гранитоидные породы типа аплитов, гранитов, гранодиоритов и даже диоритов, реже до габбро включительно. Этот процесс был детально рассмотрен И. М. Исамухамедовым в 1955 г. в работе, посвященной образованию многофазных гранитоидных интрузий в Нуратинских горах.

Каждая магматическая формация объединяет генетически связанные между собой магматические породы, возникшие при дифференциации магмы, происходящей в ходе ее кристаллизации и разделения возникающих при этом продуктов, или же, реже, при ее ликвации (расщеплении двух несмешивающихся расплавов).

Дифференциация магмы является основной причиной большого разнообразия пород, слагающих магматические формации.

* Несмотря на разнообразие щелочных пород (200 из 700 видов изверженных пород), образуемые ими щелочные формации на материках составляют в среднем только 0,2 % площади всех магматических формаций; лишь в отдельных районах (например, на Кольском полуострове) занимаемая ими площадь достигает 5 %.

Рис. 27. Контрастная кристаллизационная дифференциация пород (1—13) в спилит-кератофировой формации. Район Блявы (Урал). По Ю. А. Кузнецову



М. И. Розин и Д. В. Рундквист в 1976 г. выделили два типа дифференцированных формаций: 1) последовательно-дифференцированные (например, базальт-андезит-липаритовая); 2) контрастно-дифференцированные (спилит-кератофировая) (рис. 27).

Фации магматических формаций

Термин «фация» был применен к магматическим образованиям Ч. Ляйэлом в 1830—1833 гг., а затем Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [16, 17], М. А. Усовым [42, 43], Ю. А. Кузнецовым [14] и др., которые создали стройное учение о магматических фациях.

По Ю. А. Кузнецову [14]: «Работа о фациях магматических пород, по существу, посвящена выяснению роли среды при формировании магматических тел..., ведущим признаком в построении региональной классификации магматических пород является глубинность, вторым по значению — форма магматического тела, третьим — его размеры».

Расчленение магматических фаций производится с помощью признаков, сведенных М. А. Усовым в табл. 16. При этом из числа эффузивных фаций исключены субвулканические жерловые и дайковые тела, которые были отнесены к самой верхней интрузивной фации.

Принадлежность эффузивных формаций к наземной или подводной фации определяется по замещению ее и сопутствующих туфов соответствующими осадочными формациями (наземными или подводными). Подводные эффузии находятся в зеленоцветной фазе, а наземные, на поверхности Земли, — в пестроцветной. Туфы и туффиты с лагунной или морской фауной называются шальштейнами. В наземных встречаются слои с отпечатками флоры.

Следует различать туфы — породы эффузивного происхождения — от туффитов, имеющих осадочное, точнее вулканогенно-осадочное происхождение. В отличие от других исследователей, авторы определяют туфы, опираясь на данные динамического фациального анализа. В отличие от туффитов туфы представляют собой пирокластические материалы, выброшенные из вулканического аппарата, залегающие на том месте, куда они выпали из атмосферы, и в связи с этим не несущие в своей текстуре никаких следов субгоризонтального переноса в динамических условиях, свой-

Магматические фации и «фазы»*. По М. А. Усову

Фации	Структуры	«Фазы»	Формации
Эффузивные (содержат опаци)	Афировая Порфировая	Первичная, недиагенезированная, закаленная (анортотлаз, зонарный плагиотлаз, пироксен, амфиболы, оливин)	Ультрасновные, основ- ные, средние
Интрузивные Породы эффузивного облика: экструзивная силловая Дайковые породы: дайковая жерловая	То же	Диагенезированная: пестроцветная (гидроокислы железа, серицит, хлорит); зеленоцветная (хлорит, соссит, уралит)	Кислые (щелочные) Основные (средние)
Гипабиссальные (экзоконтактовый ореол узкий, представлен только мраморами, скарнами, маломощными рогами)	Миаролитовая, у контактов порфириовидная Вдали от контактов полнокристаллическая	Первичная недиагенезированная (санидин, анортотлаз, плагиотлаз, пироксен, оливин) Диагенезированная (покраснение полевых шпатов, пертит, амфиболы, серпентин, хлорит)	Ультрасновные, основ- ные, средние
Мезоабиссальные (у контактов мощный ореол метаморфических сланцев, гнейсов)	Полнокристаллическая, иногда порфириовидная (не связанная контактами), гнейсовая	Только диагенезированная (пертит, слабозонарный плагиотлаз, амфиболы, слюды, нет оливина, пироксена, ортоклаза)	Только кислые
Абиссальные (равномерный общий метаморфизм, палингенез)	Вероятно, то же	Неизвестно, вероятно, то же	Вероятно, то же

ственных образованию осадков. В частности, в туфах практически не наблюдается какой-либо согласованной ориентировки обломочного материала, отсутствует и его градационная сортировка, нередко присутствуют вертикально или круто поставленные обломки.

Туффиты содержат значительное количество выброшенного вулканами пирокластического материала, который, однако, перед своим захоронением успел подвергнуться большему или меньшему переносу и переотложению, какое испытывают осадочные породы, или даже несколько дополнился сопутствующим экзогенным материалом. Поэтому в туффитах распознаются различные признаки тех или иных осадочных динамических фациальных поясов: склонового или подгорноверного, равнинно-долинного или подводнодельтового, волноприбойного или мелкозаливного.

Морфология магматических формаций

При характеристике морфологии магматических формаций М. И. Розинов и Д. В. Рундквист под структурой понимают «упорядоченное в пространстве расположение слагающих их пород»: зональное в интрузивах и ритмичное в эффузивах.

На рис. 28 показаны различные формы залегания интрузий, в основном приведенные по Р. А. Дэли. Ритмичность бывает трех типов: 1) простая (в разрезе повторяются близкие по составу породы); 2) последовательная (с постоянным изменением состава пород, например, от базальта до липарита); 3) контрастная (чередование резко обособленных по составу пород). По мнению авторов, контрастная ритмичность часто может быть связана с чередованием двух генетически самостоятельных формаций, образующих их ассоциации (см. гл. 1).

Авторами отрицается наличие в земной коре бездонных гранитондных батолитов. В ряде случаев геофизическими исследованиями установлено, что даже наиболее крупные гранитондные массивы заканчиваются на глубинах 7—10, реже 15—25 км от поверхности Земли, сменяясь породами, образующими их подошву.

Формы залегания эффузивных тел связаны с формой подводящих каналов. Трещинные излияния лавы, свойственные главным образом базитовым и ультрабазитовым формациям, порождающим плоские потоки, иногда группирующиеся около отдельных наиболее активных фокусов излияния, расположены цепочкой вдоль разлома. При длительном их развитии накапливаются мощные плоскощитовые базальтовые вулканы, например, Мауна-Лоа и Мауна-Кеа. Центральные излияния, свойственные средним и кислым лавам, сопровождаемые обильными туфами, характеризуются наличием жерла. При его длительном функционировании накапливаются слоистые конические возвышенности, связывающие воедино туфы и ряд радиальных потоков лавы вулкана. При миграции жерловин возникают ареальные вулканические регионы.

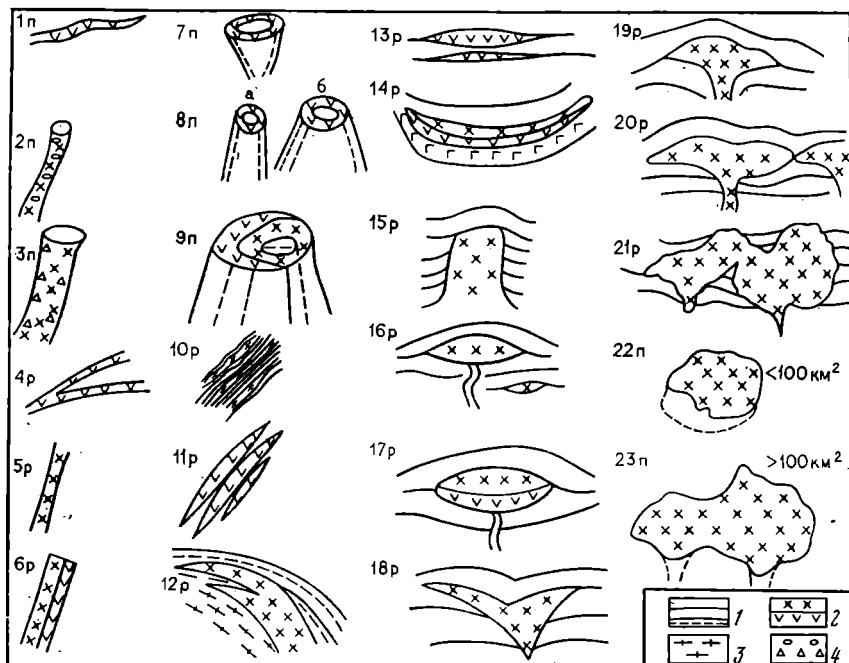


Рис. 28. Формы залегания интрузий. По Р. А. Дэли, с дополнениями.

Удлиненные: 1 — шнурковая залежь; 2 — трубка взрыва (маар); 3 — некк (столб); 4 — жила; 5 — дайка; 6 — сложная дайка; 7 — кольцевая дайка; 8а — цилиндрическая дайка; 8б — коническая дайка (сложная); 9 — центральная интрузия. Уплющенные: 10 — мигматит (покливажная инъекция); 11 — акмолит (ножеобразная); 12 — гарполит (серпообразная); 13 — силла (пластообразная); 14 — лополит (блюдообразная). Утолщенные (приближающиеся к изометричным): 15 — бисмалит (пробкообразная); 16 — лакколлит; 17 — сложный лакколлит; 18 — этмолит (воронкообразная); 19 — фунгулит (грибообразная); 20 — полифунгулит; 21 — хонолит (неправильная) с скрытой кровлей; 22 — шток (неправильная сквозная); 23 — батолит (то же); р — в разрезе, п — в перспективе.

Формации: 1 — осадочные; 2 — магматические; 3 — метаморфические; 4 — обломки вмещающих пород

При однократном взрывном действии жерла возникают воронкообразные углубления — маары.

Магматическим формациям свойственны резкие границы, поэтому особенно наглядно проявляются случаи разделения их на отдельные формационные залежи. Их резкость уменьшается только при образовании таких смешанных или переходных разностей, как палингенные, реоморфические, мигматитовые, ассимиляционные.

Признаки, позволяющие выделять отдельные типы магматических формаций, были разработаны М. П. Кортусовым [13], который называет формации «комплексами». Это прежде всего такие:

1. Близость геологического возраста всех тел магматических пород в пределах комплекса. Обычно стратиграфический интервал образования комплекса сужен во времени, скорее всего до продолжительности яруса. По В. Л. Масайтису, В. Н. Москалевой, Н. А. Румянцевой [19], продолжительность формирования у боль-

шинства магматических, формаций составляет 20 млн. лет. Вызывает сомнение существование растянутых комплексов, охватывающих несколько периодов.

2. Каждый самостоятельный магматический комплекс должен отделяться более или менее длительным перерывом (30—40 млн. лет и более) в развитии магматизма от других смежных с ним во времени.

3. Пространственная сопряженность тел магматических пород в пределах одной структурно-формационной зоны или подзоны, к которой приурочены массивы данного комплекса и однотипное положение магматических комплексов в геологических структурах, выделяемых в пределах структурно-формационных зон (например, ядерных и междуядерных). Определенные комплексы связаны с определенными этапами развития подвижных зон — ранним, средним и поздним (по Ю. А. Билибину).

4. Петрографическая общность — наличие однотипных ассоциаций (наборов) горных пород во всех магматических телах данного комплекса. При относительном качественном постоянстве набора типов пород в каждом магматическом комплексе количественные их соотношения могут сильно изменяться в различных плутонах. Такое представление отличается от понимания парагенетических сочетаний пород в собственном смысле [51]. Парагенетический критерий сказывается только в пределах отдельных формационных залежей и не пригоден для всей их совокупности, образующей отдельную формацию.

5. Магматические комплексы различаются по фациям их образования.

Историко-геологические и региональные условия образования магматических формаций

Историко-геологические и региональные геологические условия играют важную роль в развитии магматических формаций, проявляясь чрезвычайно разнообразно.

1. Обособление трех родоначальных магм — кислой, основной и ультраосновной — отражает общие закономерности развития Земли и других планет земного типа. Вероятно, в связи с этим в теле Земли различаются соответственные каменные оболочки: перидотитовая, базальтовая и гранитная (точнее, гранито-гнейсовая). Ультрабазитовый и базитовый типы пород находят свое отражение и в типах каменных метеоритов — хондритовом и эвкритовом.

2. Три родоначальные магмы проявляются в развитии континентальной и субокеанической ступеней (см. гл. 8). В пределах океанической проявляются главным образом базальтовая и пикритовая магмы.

3. Обособление горообразовательных стадий развития земной коры от равнинообразовательных непосредственно определяется

тем, что первые характеризуются магматизмом, в отличие от вторых.

4. Различные стадии развития земной коры отличаются различным магматизмом. Поэтому виды магматических формаций образуют разные подвиды в различных горообразовательных стадиях (например, пракоинтентальный, прагеосинклинальный, геосинклинальный, постгеосинклинальный подвиды). Разные стадии характеризуются разными рядами магматических формаций (см. гл. 25). Вопросы общей необратимой эволюции магматических формаций во времени еще мало затронуты в литературе, за исключением эволюции эффузивных.

5. Изучение многофазных комплексов формаций позволяет подойти к установлению состава исходной родоначальной магмы, породившей данный комплекс или формацию. Можно заметить, что продукты извержения первых фаз, проявлявшихся после перерыва магматической деятельности, по своему составу наиболее уклоняются от исходной магмы (см. гл. 14, 15).

Классификация магматических формаций

Тождество палеотипных и кайнотипных пород настолько очевидно, что двойственное их наименование, предложенное Г. Розенбушем, давно утрачено. Для тех и других применяются названия, ранее присвоенные кайнотипным породам. В случае необходимости, удобно для обозначения палеотипных пород использовать приставку «палео», добавляемую к названию соответствующих кайнотипных пород, например, палеоандезиты, палеобазальты. Можно также говорить о палеобазальт-палеоандезитовых формациях. В случае еще большего их изменения, обязанного метаморфизму, можно применять приставку «мета», например, метабазальт-метаандезитовая формация (см. гл. 24).

Классификации магматических формаций были предложены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1931 г., В. М. Гольдшмидтом в 1933 г., В. И. Поповым [23, 25], Ю. А. Билибиным, Ю. А. Кузнецовым, М. П. Кортусовым [13] и др.

Первоначально В. И. Попов, Ю. А. Билибин, Ю. А. Кузнецов, М. П. Кортусов и др. попытались соединить в одной классификации два различных принципа: фациально-петрогенетический и историко-геологический или тектонический (см. гл. 11). Но последний принцип оказался недостаточным, поэтому от него пришлось отказаться (Ю. А. Кузнецов, авторы и др.). По А. Ф. Белоусову, классификация магматических формаций по тектоническому принципу носит случайный, вероятный характер, не связанный с существом магматических процессов, с разделением трех типов родоначальных магм, да и тектонические типы регионов недостаточно установились.

Позднее, следуя Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [29], В. И. Попов, Е. К. Устиев, В. Л. Масайтис и др. выдвинули на первый план в классификации формаций фациально-петрогенетический принцип,

Классификация семейств магматических формаций. По В. И. Попову [28]

Главные фации	Петрогенетические ряды					
	Ультрабазитовый (ультраосновной)		Базитовый (основной)		Ацидитовый (кислый)	
	Нормальный	Щелочной	Нормальный	Щелочной	Нормальный	Щелочной
Интрузивная	Перидотитовые	Щелочно-перидотитовые	Габброидные	Щелочно-габброидные	Гранитовидные	Щелочно-гранитовидные
Эффузивная	Океанитовидные (эффузивно-пикритовидные)	Базанитовые (щелочно-океанитовидные)	Базальтоидные	Щелочно-базальтоидные	Липаритовидные (риолитовидные)	Щелочно-липаритовидные (щелочно-риолитовидные)

предусматривающий одновременное разделение их по петрогенетическим рядам и по фациям; лишь в качестве дополнения к нему учитывают историко-геологический принцип, позволяющий разделять подвиды формаций по стадиям развития земной коры и по свойственным им структурно-формационным зонам.

В табл. 17 приводится общая классификация двенадцати четко различающихся фациально-петрогенетических семейств магматических формаций, по В. И. Попову [28]. В ней шесть вертикальных граф отвечают петрогенетическим их рядам (нормальным и щелочным), а две горизонтальных — главным магматическим фациям — интрузивной и эффузивной.

В табл. 18 показано распространение этих семейств по площади (в СССР и США).

В каждом семействе авторами выделяется от одного до нескольких комплексов формаций и по несколько отдельных видов формаций. У М. П. Кортусова выделено 25 магматических формаций, у Ю. А. Кузнецова — 28 формаций, у В. Л. Масайтиса, В. Н. Москалевой, Н. А. Румянцевой и др. [19] — 46 формаций, у В. И. Попова [28] — 88 формаций (включая некоторые редкие, главным образом щелочные, а также учитывая разделение эффузивных формаций на наземные и подводные, не отмеченное у других исследователей). Большинство важнейших типов формаций, в количестве около 25 видов, повторяется во всех классификациях.

Отношение кислых пород к основным в США составляет 1, в СССР — без траппов — 1,66, с траппами — 0,55.

Ниже перечислены главнейшие магматические формации — всего 72 вида, в том числе: ультрабазитовые — 11, базитовые —

Распространение семейств магматических формаций (в км²)

Фации	Петрогенетические ряды пород и формаций	
	Основные, ультраосновные и средние	Кислые
Интрузивные (без гипабиссальных)	С Ш А, по Дэли 964	8947 (гранит) 575 (гранодиорит) 306
Гипабиссальные интрузивные	470	149
Эффузивные	11 208	3363
Всего ..	12 642	12 459
Интрузивные	СССР, по С. П. Соловьеву 44 464	991 976
Эффузивные	2 272 169 (сибирские траппы 1 550 000)	(щелочные — 7980) 278 185 (щелочные — 31)
Всего	2 316 633	1 270 161

27, ацидитовые — 34. Из их числа ниже приведены лишь немногие, важнейшие. Более полно они охарактеризованы в работах В. И. Попова [28, 29].

Классификация главнейших магматических формаций

А. Ряд ультраосновных (ультрабазитовых) формаций

Семейство перидотитоидных.

Комплекс разноглубинных офиолитовых формаций:

- дунит-перидотитовая.
- перидотит-пироксенитовая.

Комплекс гипабиссальных и субвулканических пикритовых формаций:

- пикрит-маймечитовая.
- кимберлитовая.

Семейство щелочно-перидотитоидных.

Комплекс гипабиссальных малоинтрузивных щелочных перидотитовых формаций:

- перидотит-шонкинитовая,
- пикрит-тешенитовая.

Семейство океанитоидных (эффузивно-пикритовых или пикритоидных).

Комплекс наземных океанитовых формаций.

Комплекс подводных океанитовых формаций.

Семейство базанитовых (щелочно-океанитоидных, щелочно-пикритоидных).

Комплекс наземных базанитовых формаций:

— наземная базанитовая нефелин-карбонатитовая (натриевый ряд),

— наземная базанитовая лейцититовая (калиевый ряд).

Комплекс подводных базанитовых формаций.

Б. Ряд основных (базитовых) формаций

Семейство габброидных.

Комплекс гипабиссальных (недифференцированных)

габбровых формаций:

— габбровая (габбро-норитовая).

Комплекс гипабиссальных и субвулканических габбро-диабазовых формаций:

— недифференцированная габбро-диабазовая,

— габбро-диабаз-гранофировая.

Комплекс габбро-перидотитовых формаций:

— габбро-перидотит-дунитовая,

— габбро-перидотит-пироксенитовая,

— габбро-перидотитовая,

— норит-перидотит-гранофировая.

Комплекс габбро-анортозитовых формаций:

— древняя габбро-анортозитовая,

— молодая габбро-анортозит-монзонитовая.

Комплекс гипабиссальных габбро-гранитоидных формаций:

— габбро-диоритовая,

— габбро-плагиогранитовая,

— диорит-плагиогранитовая,

— габбро-монзонит-граносиенитовая.

Комплекс гипабиссальных и субвулканических габброидных альбитофировых формаций:

— габброидная альбитофировая.

Семейство щелочно-габброидных.

Комплекс гипабиссальных щелочно-габброидных формаций:

— шонкинит-нефелин-сиенитовая.

Комплекс субвулканических центральноинтрузивных щелочно-габброидных формаций;

— центральноинтрузивная щелочно-габброидная.

Комплекс субвулканических жерловинно-дайковых щелочно-габброидных формаций:

— щелочно-габброидная натриевая,

— щелочно-габброидная калиевая.

Семейство базальтоидных.

Комплекс наземных недифференцированных базальтовых (трапповых) формаций:

— трапповая платобазальтовая.

Комплекс подводных недифференцированных базальтовых (диабазовых) формаций:

— диабазовая.

Комплекс наземных дифференцированных базальтоидных формаций:

— наземная базальт-андезитовая.

Комплекс подводных дифференцированных базальтоидных формаций:

— подводная базальт-андезитовая.

Семейство щелочно-базальтоидных.

Комплекс наземных щелочно-базальтовых формаций:

— наземная лейцитит-тефритовая,

— наземная трахиандезитовая.

Комплекс подводных щелочно-базальтовых формаций:

— подводная трахиандезитовая.

Комплекс наземных спилит-кератофировых формаций:

— наземная спилит-кератофировая.

Комплекс подводных спилит-кератофировых формаций:

— подводная спилит-кератофировая.

В. Ряд кислых (ацидитовых) формаций

Семейство гранитоидных.

Комплекс палингенных и реоморфических гранитоидных формаций:

— палингенная протогранитная,

— реоморфическая,

— гранит-мигматитовая,

— чарнокитовая.

Комплекс батолито-штоковых гранитоидных формаций:

— батолито-штоковая диоритовая,

— батолито-штоковая гранодиоритовая,

— батолито-штоковая гранитная,

— батолито-штоковая лейкогранитная,

— гранит-лампрофировая,

— аплит-пегматитовая,

— батолито-штоковая недифференцированная гранитоидная.

Комплекс гипабиссальных малоинтрузивных гранитоидных формаций:

— кварц-диорит-порфировая,

— гранодиорит-порфировая,

— гранит-порфировая,

— сиенит-порфировая.

Комплекс субвулканических центральноинтрузивных гранитоидных формаций:

— центральноинтрузивная гранитоидная.

Комплекс субвулканических интрузивнопорфировых формаций:

— субвулканическая липаритовая (и кварц-порфировая),

- субвулканическая трахитовая (и ортофировая).
- Семейство щелочно-гранитоидных.
 - Комплекс субщелочных гранит-сиенитовых формаций:
 - субщелочная гранит-сиенитовая.
 - Комплекс нефелин-сиенитовых формаций:
 - нефелин-сиенитовая,
 - нефелин-пегматитовая.
 - Комплекс субвулканических щелочно-порфировых формаций:
 - субвулканическая трахит-фонолитовая.
- Семейство липаритоидных.
 - Комплекс наземных липаритовых формаций:
 - наземная липаритовая,
 - наземная липарит-андезитовая,
 - наземная кварц-кератофировая.
 - Комплекс подводных липаритовых формаций:
 - подводная липаритовая,
 - подводная липарит-андезитовая,
 - подводная кварц-кератофировая.
- Семейство щелочно-липаритоидных (щелочно-риолитоидных).
 - Комплекс наземных щелочно-липаритоидных формаций:
 - наземная щелочно-липаритовая (нерасчлененная),
 - наземная субщелочная пантеллерит-комендитовая,
 - наземная лейцитит-фонолитовая,
 - наземная трахит-фонолитовая.
 - Комплекс подводных щелочно-липаритоидных формаций:
 - подводная щелочно-липаритовая (нерасчлененная),
 - подводная трахит-фонолитовая.

Глава 13

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ (УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ) МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

К ультрабазитовым формациям относятся производные ультраосновной (ультрабазитовой) родоначальной магмы. Содержание кремнекислоты от 45 % и менее. Синонимами являются ультрабазиты (по Кьерульфу, ЛЛС); гипербазиты, гипобазиты (по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу), ультрамафические формации [19].

Следуя Хессу, Тернеру и Ферхугену, Ю. А. Кузнецову [15], к числу гипербазитовых формаций относятся только те, которые сложены существенно ультрабазитовыми породами при отсутствии или резко подчиненной роли габброидных и более кислых (за исключением поднимавшихся по тем же разломам). В ультраосновных породах полевые шпаты отсутствуют или играют малую роль.

При амфиболизации пироксенов, происходящей в зонах эпиметаморфизма и мезометаморфизма, пироксениты переходят во вторичные роговообманковые породы — горнблендиты. Для ультрабазитов очень типична общая пневматолито-гидротермальная

серпентинизация, вследствие чего ультрабазиты чаще всего представлены змеевиками. Они иногда сопровождаются своеобразными брекчиями серпентинитов, порфиритов, разноцветных силицитов и других осадочных пород, которые ранее объяснялись образованием трубок взрыва. А. Гансер и др., назвав их «цветной смесью», считают их брекчиями трения (например, в Гималаях, Белуджистане). Поэтому некоторые исследователи допускали возможность механического выжимания («протрузии») серпентинитов кверху при сравнительно невысоких температурах. Однако это, по наблюдениям В. М. Панина, В. Ю. Запрометова, О. Д. Шевченко, не подтверждается для многих гипербазитов, в частности представленных в интрузиях Средней Азии.

Ряд данных говорит о том, что перенос материала ультрабазитовых формаций и пород происходил в расплавленном состоянии. Ультраосновные породы в лополитах обладают выдержанной стратификацией, какая могла возникнуть лишь в очень подвижном магматическом расплаве. О существовании лав ультраосновного состава говорит наличие порфировой структуры в пикритовых порфиритах, переходы дунитов в меймечиты (т. е. богатые водой стекловатые, частью порфировые разности), широкое распространение излияний в океанах.

Характерна также однородность химического состава ультрабазитовых пород и очень кучное ограниченное по площади расположение векторов на диаграммах их химического состава, по А. Н. Заварицкому, одинаковые их размеры и ориентировка, которая совершенно иная, чем у базитовых*.

Ю. А. Кузнецов, судя по слабым экзоконтактовым изменениям, наблюдаемым возле таких интрузий, считал температуру гипербазитовой магмы невысокой, не выше 500 °С (у базальтовой магмы температура порядка 900—1000°). Полное расплавление компонентов ультраосновных пород возможно лишь при температуре свыше 1000°, при давлениях, отвечающих глубинам 700 км и более.

Ультраосновные формации встречаются в пределах континентальных и окраинно-материковых провинций, в геосинклинальных поясах и островных дугах, слагая не более 0,5 % выходов магматических формаций, их доля значительно возрастает в океанических провинциях, а также в трапповых областях.

По П. М. Татаринovu и др. [22], с гипербазитовым офиолитовым комплексом (а также частью с базитовым, габбро-перидотитовым) связан медь-никель-хромовый рудный комплекс (с кобальтом, титаном, железом), представленный на Урале, Кольском полуострове и др. Для гипербазитовых формаций типичны также магматические месторождения хромита.

* Иногда дуниты, перидотиты и пироксениты являются подчиненными элементами габбро-перидотитовой формации, которая образуется при кристаллизации базальтовой магмы (см. гл. 12). Н. Боуэн считал, что таким образом возникли все ультраосновные породы.

В ультраосновных массивах образуются крупные месторождения хризотил-асбеста и тальк-магнетитовые породы. Никель в промышленных количествах накапливается при выветривании серпентинитов и образует таким образом месторождения в Новой Каледонии (распространены окисленные никелевые минералы — гарниерит и др.), а также на Урале (в Халилово), где вторичные соединения этого металла, в частности ревдинскит, встречаются в мезозойской субтропической нонtronитовой коре выветривания.

Семейство перидотитоидных формаций (гипербазитовые формации, по Ю. А. Билибину и Ю. А. Кузнецову [15]). Термины «перидотитоиды», «перидотитоидные формации» образованы авторами от слова «перидотит» (по аналогии с общепринятыми терминами «габброиды» и «гранитоиды».

Обычно их интрузии предшествуют интрузиям габброидных формаций. Состоят из ультраосновных пород. Они по минеральному составу распадаются на четыре группы: 1) оливковые породы, или дуниты; 2) преобладающие пироксен-оливиновые, или пидидотиты (различаются по составу содержащихся в них пироксенов, включая гиперстеновые гарцбургиты и существенно энстатит-бронзитовые лерцолиты); 3) резко подчиненные первым существенно пироксеновые, или пироксениты (различаются по составу господствующих в них пироксенов, включая ортопироксеновые — гиперстениты, бронзититы, энстатититы и клинопироксеновые — диаллагиты, вебстериты); 4) пикриты, пикритовые порфириты. Часто связаны с глубинными разломами, уходящими в верхнюю мантию, обычно образуя некрупные тела, длиной от 100—1000 м до 100—150 км и площадью от нескольких до 2500—3000 км².

Комплекс разноглубинных офиолитовых формаций*. Термин дунит-перидотитовая формация, предложенный Ю. А. Билибиным в 1955 г., отождествляется с офиолитовой формацией, по Г. Хессу. В ее составе преобладают дуниты и перидотиты, при подчиненной роли пероксенитов, в отличие от перидотит-пироксенитовой формации. Образовалась обособленно от габброидных и гранитоидных (рис. 29). Обычна в срединноокеанических орогенных поясах, а также в прагеосинклинальных (островные дуги) и геосинклинальных. По Г. Хессу, эмеєвики образуют в пределах орогенов узкие вытянутые прерывистые приразломным офиолитовые пояса, протягивающиеся на многие сотни и тысячи километров и локализованные рядом с островными дугами вдоль глубоководных троговых желобов, в которых, по Штейнманну и Р. Штаубу, накапливались наиболее глубоководные радиоляриевые силицитовые формации.

* Некоторые геологи излишне расширили значение термина «офиолит», обозначив им совокупность связанных с разломами и шарьяжами не только ультраосновных пород — перидотитов и эмеєвиков, но и подчиненных им основных: габбро, диабазов, спилитов, их туфов и других зеленокаменных пород.

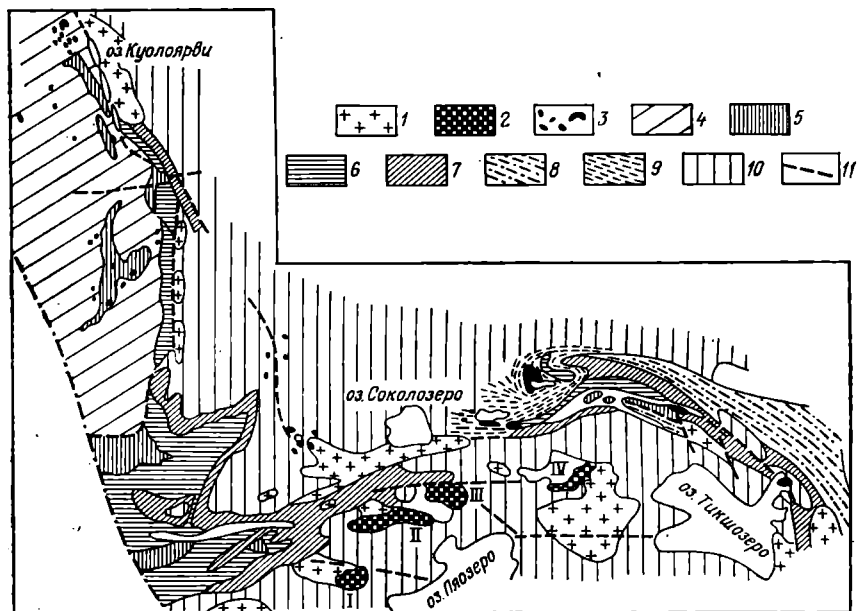


Рис. 29. Размещение гипербазитовых и расслоенных базитовых интрузий в Северно-Карельской синклинойной зоне:

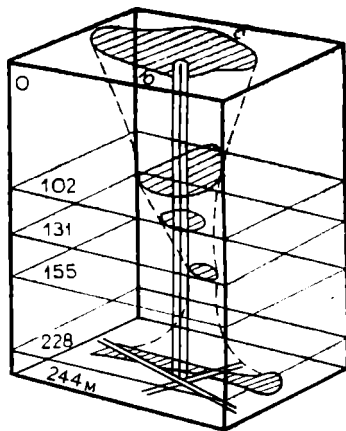
1 — граниты; 2 — дифференцированные основные интрузии; 3 — гипербазиты; 4 — диабазовый интрузивно-вулканогенный комплекс; 5 — верхняя карбонатно-сланцевая толща; 6 — средняя кварцито-сланцевая толща; 7 — нижняя осадочно-вулканогенная толща; 8 — переслаивенная толща сланцев и гнейсов (ириногорская свита); 9 — гнейсы и мигматиты (области протерозойского гранитообразования); 10 — гнейсы и гранитогнейсы архея; 11 — разломы; дифференцированные основные интрузии: I — Кивакка, II — Ципринга, III — Луккулайсвара, IV — Кундиозеро

Докембрийские офиолитовые пояса: Канадский с центром в Гудзонском заливе, Мозамбик-Нубийский, Карело-Финский; каледонские: Саянский — 1000 км, Аппалач-Ньюфаундлендский — 2400 км, Шотландско-Скандинавский; герцинские пояса: Уральский — свыше 700 км, где эта формация выражена наиболее типично; дарвазский кеврон-джарфский дунит-перидотитовый комплекс в Дарвазе, по В. И. Попову. Крупнейший ларамийско-альпийский позднемеловой и палеогеновый краевой Евразийский офиолитовый прерывистый пояс протянулся примерно на 40 000 км от Камчатки, через Японскую, Филиппинскую, Зондскую островные дуги, Бирму, Гималаи, Персидский залив, через островные дуги островов Кипр и Крит на Апеннины и Сицилию.

Комплекс гипабиссальных и субвулканических пикритовых формаций. Состоит из интрузивных пикритов, пикритовых порфиритов и их местных разновидностей. Редкий, распространенный главным образом по окраинам трапповых впадин, осложненных большими флексурными разломами.

Кимберлитовая алмазоносная формация (Южная Африка) образует трубки взрыва (рис. 30). Брекчиевидная порода по со-

Рис. 30. Кимберлитовая формация. Трубка взрыва в Кимберли, Южная Африка. По дю Тойту



ставу несколько щелочная, близкая к слюдяному перидотиту. Содержит оранжевый гранат, пикотит и подчиненные бронзит, моноклинный пироксен, а также обильные обломки аргиллитов и песчаников, кристаллических пород фундамента и подкоровых пород (эклогиты, дуниты, гарцбургиты, оливин-гранатовые породы и др.).

Алмазы кристаллизовались при таких огромных давлениях (55—100 тыс. кг/см²), какие свойственны лишь верхней мантии на глубинах от 60 до 100—200 км.

Семейство щелочно-перидотитоидных формаций (интрузивные базаниты, по Г. Розенбушу, образующие щелочные породы ультраосновной группы, по Ю. А. Билибину). Представляет гипабиссальный и субвулканический аналоги семейства базанитов. Его слагают перидотиты, пироксениты, пикритовые порфириды, щелочные разности тех же пород и др. Описано в Шотландии (стратифицированные силлы Лугара), на Кавказе (у Боржоме — перидотит-шонкинитовая и пикрит-тешенитовая формации, по данным М. А. Кашкая, на р. Енисей (в Меймеча-Котуйском районе), в Центральном Тянь-Шане (на р. Тоюн) и др.

Семейство океанитоидных (эффузивно-пикритовых или пикрититоидных) формаций. Состоит из океанитов (пикритовых базальтов), являющихся эффузивными аналогами перидотитов, пироксенитов и пикритов, сопровождается базальтами, характеризуется более низким содержанием кремнекислоты (до 45—47 %), порфиrowыми выделениями оливина (а также рудных минералов), столь обильными (до 30—40 %), что иногда по виду напоминают песчаник.

Подводный комплекс наиболее распространен, обнажается на океанических островах, в геосинклинальных поясах (Южная Фергана). Наземный комплекс в трапповых областях Сибири, у оз. Иссык-Куль и др.

Семейство базанитовых (щелочно-океанитоидных, щелочно-пикрититоидных) формаций. Название базанит применяется для обозначения щелочных ультраосновных лав, недонасыщенных кремнекислотой (отсутствуют полевые шпаты). Отличаются от базальтов меньшим содержанием кремнекислоты (35—47 %). Вследствие этого в них имеется оливин (8—10 %) и различные фельдшпатыды. Пространственно тесно связано с семейством океанитоидных формаций.

Подводный комплекс встречается на Гавайских островах, на островах Срединно-Атлантического хребта.

Наземный комплекс, развитый в рифтовых областях, по В. М. Лазаренкову, обладает наибольшими размерами.

Нефелинит-карбонатитовая формация содержит 45 % туфов. Находится в рифтовых поясах Северной Сибири и Восточной Африки (в Восточной Уганде — площадь 12 000 км², образовалась после палеогеновых траппов).

Лейцититовая формация Буфумбара в западной части Восточно-Африканского рифтового пояса содержит обломки мантийных пород.

Глава 14

ОСНОВНЫЕ (БАЗИТОВЫЕ) МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

К базитовым формациям (базиты, по Котта) относятся производные основной (базальтовой) родоначальной магмы. Характеризуются содержанием кремнекислоты от 45 до 62—64 %. Термин «базиты» применяется далее для обозначения всех основных пород и формаций, так же как равнозначный ему термин «основные» породы и формации. Базитовые формации характеризуются значительным содержанием глинозема и потому всегда содержат алюмосиликаты в виде полевых шпатов. Этим они отличаются от гипербазитов.

Самостоятельное существование основной (базальтовой) магмы ни у кого не вызывает сомнения и признается всеми ведущими петрографами. Этим объясняется весьма однородный состав как излившихся, так и интрузивных представителей базитов и наличие между ними теснейших связей и взаимных переходов.

Эффузивные базальтоидные формации распространены во много раз шире, чем интрузивные габброидные. Это, вероятно, объясняется малой вязкостью базальтовых расплавов, что позволяет им легко проникать сквозь земную кору до самой ее поверхности. Этим же объясняется образование иногда весьма протяженных пластовых базитовых интрузий (силлов).

В соответствии с данными физико-химических опытов (рис. 31), базальтовую магму считают стандартным эвтектоидным продуктом селективного переплавления мощной перидотитовой оболочки [15]. Только так можно объяснить колоссальные излияния однородных базальтов, наблюдаемые в океанических провинциях. Эффузивные диабазы постепенно переходят в интрузивные породы, включая габбро-диабазы * и различные габброиды. Последние могли дифференцироваться, образуя ряд производных габброидных формаций.

Дифференциация основной магмы, проявляющаяся, например, в базальтах, выражается в отделении стекла целочного состава. При обособлении интрузии такого остаточного расплава могли

* Здесь и далее имеется в виду, что формация состоит из одной породы габбродиабаза.

Рис. 31. Диаграмма, иллюстрирующая возможность выборочного выплавления базальтового эвтектоидного расплава в поле перидотитовых компонентов. По С. Д. Четверикову

возникнуть редкие щелочно-габброидные формации, обладающие наиболее изменчивым составом.

По данным физико-химических опытов А. Грина и А. Рингвуда, щелочно-базитовая магма возникает при селективном переплавлении перидотитовой мантии, при термодинамических условиях, отвечающих глубинам порядка 600 км.

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [17], некоторые из габбро-норитовых формаций содержат мощные скопления титаномагнетита, сульфидов меди, никеля, кобальта (например, в Италии, Канаде), объяснявшиеся ликвацией базальтового расплава. В последнее время образование таких месторождений приписывается эпигенетическим пневматолитическим процессам. Наличие летучих в застывающих базитовых породах доказывается возникновением миндалекаменных разностей базальтоидов.

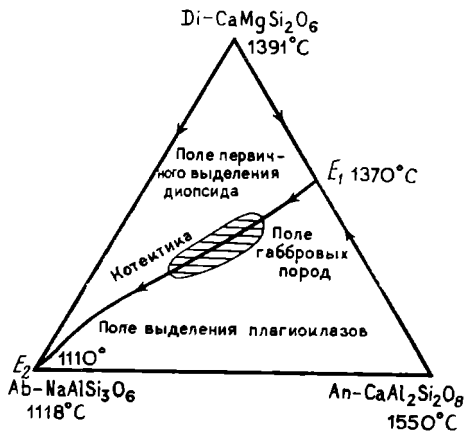
Семейство габброидных формаций. Термин «габброиды» производится от названия габбро. Охватывает формации, сложенные интрузивными породами, производными основной магмы, за исключением их щелочных вариантов, характеризующих семейство щелочно-габброидных формаций.

М. А. Усов [42] и Ю. А. Кузнецов [15] все интрузивные производные основной магмы относят к гипабиссальной фации. Часть их осталась недифференцированной, однако при медленном застывании габброидных интрузий могла происходить также их дифференциация.

Габброидные формации составляют около 7,5 % площади выходов всех магматических формаций на поверхности материковой земной коры, процент их в океанической коре намного больше. Собственно габброидные формации распространены значительно шире, чем щелочно-габброидные.

Комплекс гипабиссальных (недифференцированных) габбровых формаций (габбровая серия, по Г. Розенбушу, ЛЛС).

Габбровая (габбро-норитовая) формация сложена недифференцированными габбро и норитами. Часто образует небольшие штоки, дайки, иногда значительные (до 100 км² в штате Миннесота, США). Представлена в карбоне и перми Дарваза.



Комплекс габбиссальных и субвулканических габбро-диабазовых формаций (габбро-диабазы, по Брёггеру, ЛЛС); частично недифференцированная базальтовая серия. Встречается гораздо чаще, чем комплекс габбровых формаций.

Недифференцированная габбро-диабазовая формация состоит из габбро-диабазов. Широко распространена в продуктах разных стадий развития земной коры. Образует линейные дайки разной мощности и их рои, переходящие в кольцевые дайки, силлы или лакколиты и лополиты; протяженные полосы габбро-диабазовых даек, штоков, имеющих мощность до нескольких десятков и даже сотен метров (в западной части Туркестанского хребта в Южном Тянь-Шане).

Часто возникала на поздних этапах развития геосинклинальных поясов, после батолито-штокового гранитоидного комплекса, сопровождая гидротермальные рудные жилы, например, на Кавказе (по Л. А. Варданянцу), в Южноферганском ртутно-сурьмяном поясе, в Карамазаре. Особенно характерна для постплатформенных брахиглибовых трапповых регионов — Якутского, Деканского и др., где обычно образует протяженные силлы длиной до нескольких километров и более, мощностью от нескольких дециметров до 200—500 м. В диабазовых Бушамано (Конго) и Чехии обнаружены единичные алмазы.

Габбро-диабаз-гранитофировая формация относится к отчасти дифференцированным габбро-диабазовым формациям (рис. 32). Отличается от недифференцированной тем, что кроме габбро-диабазов, благодаря их дифференциации или реоморфизму, обособляются подчиненные участки гранофилов (составляющие 10—15 % от объема габбро-диабазов). На о. Вознесения, по Ч. Дарвину, содержатся вынесенные из глубины ксенолиты красных гранофировых гранитов. Характерна для тех же трапповых областей. В крупном силле постплатформенных трапповых габбро-диабазов, разбуренных под плотину Братской ГЭС, содержится изолированная со всех сторон линза гранофилов.

Комплекс габбро-перидотитовых формаций, по П. М. Татарину и др. [22], пространственно тесно связан с гипербазитовыми (перидотитовыми) комплексами, образуясь в одних и тех же зонах глубинных разломов, хотя изредка проявляется самостоятельно. Отличается от них более совершенной дифференциацией пород; господством основных пород (на Урале составляют от 60—70 до 80—90 %), где присутствуют перидотиты (или дуниты) и пироксениты.

Развит в геосинклинальных поясах Дарваза, Сибири; в Зеленокаменном прогибе Урала, где с перерывами тянется на 600 км (рис. 33). Для него, по Ю. А. Билибину и др., характерно наличие титаномагнетита с ванадием, иногда образующего месторождения, в сопровождении платиноидов, апатита, небольших месторождений магнетита, никеля и кобальта, иногда меди. Во внутри-

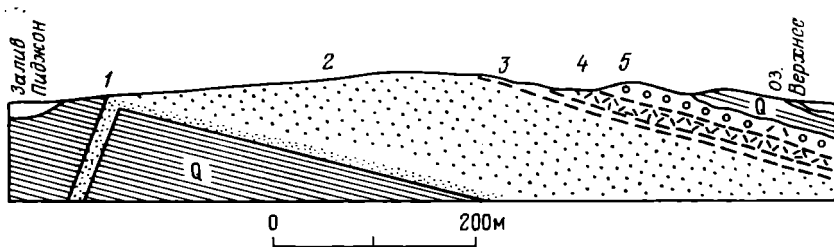


Рис. 32. Дифференцированная габбро-диабаз-гранофировая формация. Разрез силла Пиджон Пойнт По Ф. Гроуту:

Q — кварцит и метааргиллит серии Анимики; 1 — габбро в основании интрузивной залежи; 2 — габбро; 3 — промежуточная порода; 4 — гранофир (микропегматит); 5 — верхнее габбро с апортзитовыми выделениями

Рис. 33. Схема строения южной части базитового пояса Среднего Урала. По О. А. Воробьевой и др. Габбро-пироксенит-дунитовая формация: 1 — габбро; 2 — пироксениты; 3 — дуниты; 4 — наложенная батолито-штоксовая гранитоидная формация (диориты, граниты, сиениты)

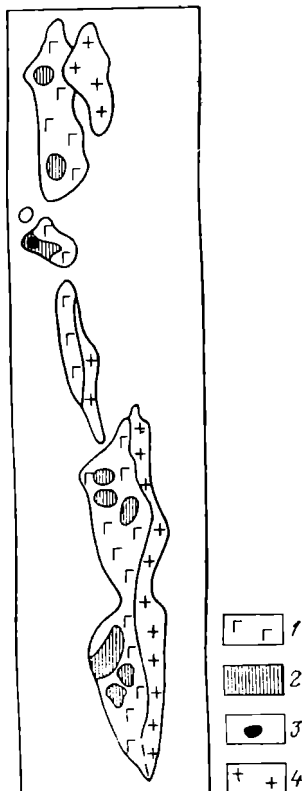
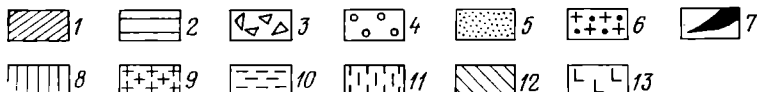
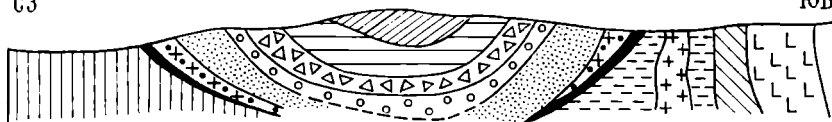


Рис. 34. Схематический разрез лополита норит-периодит-гранофировой формации Сёдбери:

1 — хельмсфордский песчаник; 2 — сланец; 3 — туфы; 4 — конгломераты; 5 — оливковые нориты; 6 — нориты, вверху гранофиры; 7 — рудные залежи; 8 — лаврентьевская свита; 9 — граниты; 10 — древние нориты; 11 — амфиболиты; 12 — граувакки и кварциты; 13 — лаврентьевские зеленокаменные породы

СЗ

ЮВ



континентальных областях образует штоки, лакколиты, купола и огромные лополиты (в Монтане, США — мощность до 3300 м).

Норит-перидотит-гранофировая формация отличается от габбро-перидотитовой наличием значительного количества гранофиров, которые, возможно, выплавлялись из пород кровли. Возникла в постплатформенную стадию, образовывая крупные лополиты, штоки, купола, дайки. Докембрийский Бушвельдский лополит — стратифицированный блюдообразный интрузив (мощность 5—6 км, длина 560 км, площадь более 38 500 км²); средний состав отвечает нориту. Нижняя треть его разреза отчетливо расслоена на выдержанные слои анортозитов, перидотитов, пироксенитов, дунитов, норитов и рудных горизонтов (с хромитом и платиной, с залежами титаномagnetита). В межформационных лополитах Сёдбери в Канаде (рис. 34) и др. содержатся крупные пневматолито-гидротермальные медь-никель-кобальтовые месторождения, иногда с промышленной примесью платины, кобальта, золота и др.

Комплекс габбро-анортозитовых формаций (анортозитовая серия, по Розенбушу).

Древняя габбро-анортозитовая формация (анортозит-чарнокитовый комплекс, по Ю. А. Билибину), характерна для горных хребтов на Луне (возраст около 4 млрд. лет), а также для архейской проконтинентальной ступени развития земной коры: на п-ове Лабрадор (лакколлит Квебек — 15 000 км²), в Индостане (бенгальская формация образует дайки и массивы до 320 км²), на Украине и др. Возможно, ею сложена диоритовая подоболочка земной коры.

Молодая габбро-анортозит-монцонитовая формация (габбро-анортозитовая, габбро-сиенитовая формация, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [17], имеет значительно меньшее распространение, чем древняя. Обычно связана с габбро-гранитоидными формациями.

Комплекс гипабиссальных габбро-гранитоидных формаций (габброидные формации «пестрого состава», по Ю. А. Билибину [22]). В него входит значительное количество непостоянных по составу интрузивных формаций, производных габбровой магмы. Состоит из габбро, габбро-диоритов, диоритов, тронтьемитов, гранодиоритов, плагиогранитов, монцонитов, сиенитов, сопряженных с основными, средними и кислыми эффузивами. Образует небольшие по своему объему, многофазные массивы, пластообразные залежи, лакколиты по 1—10 км², дайки. Считается, что в габбро-гранитоидных формациях, в отличие от гранитоидных, отсутствуют продукты гибридизма, а также аляскитовые, аплитовые и пегматитовые образования, отражающие состав первичной протогранитной магмы. Образуется после охарактеризованных выше комплексов габброидных формаций и, большей частью, ранее, чем батолито-штоковый гранитоидный комплекс. Типичен для прагеосинклинальных, геосинклинальных и постгеосинклинальных поясов.

В некоторых ассоциациях, типичных для ядерных зон, трудно провести четкую грань между габбро-гранитоидным комплексом

и гранитными и гранодиоритовыми формациями, типичными для батолито-штокового гранитоидного комплекса [15].

По Ю. А. Билибину, с габбро-гранитоидным комплексом связана постгабброидная меденосная вторичнокварцитовая формация с молибденом и золотом, а также докембрийские и мезозойские медь-никелевые месторождения, составляющие 85 % мировых ресурсов никеля, 63 % кобальта, 4 % меди и ряд пневматолито-гидротермальных формаций: контактово-метасоматическая скарновая магнетитовая формация, иногда с примесью халькопирита, шеелита, молибдена; жильные гидротермальные высокотемпературные формации или переходные к среднетемпературным.

Комплекс гипабиссальных и субвулканических габброидных альбитофировых формаций (добатолитовый комплекс малых интрузий кварцевых альбитофиров — производных основной магмы, по Ю. А. Билибину [22]), сложен интрузивными альбитофирами, кератофирами, порфирами, плагиопорфирами, кварцевыми порфирами. Слагает силлы и лакколиты, пластовые интрузии, представляя корни наземных и подводных диабаз-порфиритовых и диабаз-порфировых формаций. Приурочен преимущественно к геосинклинальным ядерным зонам, в частности, к зеленокаменным их полосам (Северный Памир, Средний Урал; Рудный Алтай и др.). Образовался позднее габбро-гранитоидных формаций.

По Ю. А. Кузнецову, сопровождается постгабброидным постальбитофировым колчеданным комплексом, имеющим большое промышленное значение для добычи меди, цинка и др.

Семейство щелочно-габброидных формаций (щелочные габброиды, по В. М. Гольдшмидту, Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [17] и др.). Включая породы, образующие ряд переходов от основных до средних и щелочных: пироксениты, шонкиниты, габбро или нориты, ортоклазовые габбро, эссекситы, оливиновые монцониты, авгитовые сиениты, ортоклазиты, щелочные сиениты и др., нефелиновые сиениты и их порфировые аналоги — фонолиты, имеются основные щелочные породы, содержащие нефелин. Породы формации встречаются гораздо реже, чем щелочноземельные габброидные, возникая при особых геологических условиях. По данным Р. А. Дэли, несут резко выраженные черты гибридизма и, вероятно, связаны с ассимиляцией карбонатных пород.

Шонкинит-нефелин-сиенитовая формация встречается в междудерных геосинклинальных зонах: массивы Каинды и Ирису в хр. Таласский Алатау с залежами магнетита, в ларамийском постгеосинклинальном поясе США (в Хайвудшире, лакколиты длиной 2,4—5,6 км, в Монтане шонкинитовый массив 10 км²).

Семейство базальтоидных формаций (базальтоиды, по А. Лакруа), аналог семейства габброидных, объединяет эффузивные производные известково-щелочной базальтовой магмы.

Это семейство резко доминирует над всеми другими. Его объем даже в континентальной коре (вместе с метабазитами) превышает

в 5 раз объем всех иных магматических формаций вместе взятых, а в океанической оно господствует безраздельно.

По Кеннеди, обособляются оксанские и континентальные базальтовые формации, но некоторые исследователи, в частности Гиллули, Г. П. Горшков, не находят существенных различий в их составе. В толентовых разностях имеется стекловатый базис, который содержит потенциальный кварц.

Комплекс подводных недифференцированных базальтовых (диабазовых) формаций (диабазовая формация, по В. М. Тимофееву).

Сложен подводными продуктами основной магмы: базальтами и их разновидностями (анамезитами, долеритами) и туфами, а также палеотипными породами соответствующего состава, т. е. диабазами и их аналогами (диабазовыми порфиритами, вариолитами, мандельштейнами) и, в некоторых случаях, их туфами. Широко распространена шаровая отдельность, поэтому такие эффузивы называют подушечными — пиллоулавы. Она наблюдается в древних (олонецкая диабазовая, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [16]) и новейших подводных излияниях базальтовой лавы на дне Атлантического океана и сохраняется даже после эпиметаморфической альбитизации (спилитизации) диабазов.

Сопровождаются многочисленными тонкими «субинтрузивными» пластами (силлами) диабазов, которые трудно отличить от эффузивных.

Слагает базальтовую оболочку дна океанов, покрываясь здесь осадочными покровами лишь небольшой мощности (от сотен метров до 1—2 км), над которыми на дне Тихого океана поднимаются многочисленные вулканические конусы — гайоты. Гавайские шаровые лавы сходны с толентовыми лавами Исландии. Такие изливающиеся по трещинам базальтовые потоки, имеющие каждый небольшую мощность, сливаются на о. Исландия и Гавайских островах в довольно мощные залежи, распространяющиеся на многие тысячи квадратных километров. Вулканы Мауна-Лоа (4210 м) возвышаются над глубинами океана (рис. 35), достигающими 4—5 км и, следовательно, образуют щитовые поднятия, имеющие общую высоту не менее 8—10 км. Магма зарождается здесь на глубине 60 км.

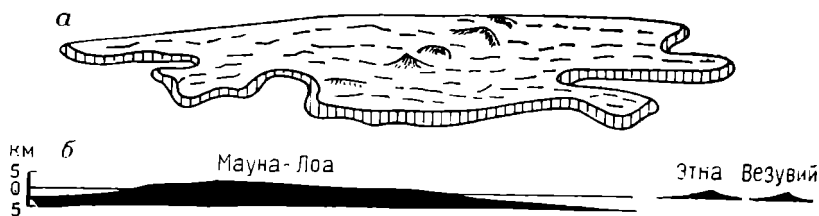


Рис. 35. Базальтовые формации:

а — наземный площадной базальтовый лавовый поток (трещинные излияния). Исландия (по А. Н. Заварицкому); б — поперечный разрез вулканов Мауна-Лоа, Этна и Везувий

Широко распространен в междуядерных геосинклинальных зонах (Урал, Южный Тянь-Шань, Большой Кавказ и др.), реже в ядерных зонах (в карбоне Гиссарского хребта и Дарваза, в мезозое и кайнозое Малого Кавказа и др.).

Комплекс наземных недифференцированных базальтовых (трапповых) формаций (трапповая формация, по Ю. А. Билибину, Н. Боуэну, В. М. Гольдшмидту; плато-базальты, по Гики).

Старинное шведское название трапп (по Валлериусу, Ринману, ЛЛС) обозначает лестницу, отражая форму его выходов. Траппы обязаны своим развитием столбчатой вертикальной отдельности в полого залегающих кайнотипных наземных лавовых потоках, образующих плато. Палеотипные аналоги траппов именуются мелафирами (по Броньяру), представляющими диагенетизированные разности наземных базальтов (в отличие от подводных, именуемых диабазами в узком смысле).

Комплекс описан Полдervартом, Уокером и др., а также В. С. Соболевым, охватывает недифференцированные продукты базальтовой магмы. Представлен собственно базальтами, долеритами, мандельштейнами, которые сопровождаются обычно подчиненными туфами. В глубине они переходят в субвулканические анамезиты и долериты (см. габбро-диабазовый комплекс). Содержит иногда месторождения исландского шпата и самородной меди (район Больших североамериканских озер).

Встречается в линейноглыбовых (рифтовых) постплатформенных поясах (Восточная Африка, Забайкалье, Тянь-Шань); в брахиоглыбовых перирифтовых поясах, описанных в 1978 г. В. И. Половым и Б. Б. Таль-Вирским. Площадь выходов траппов Якутии 1,5 млн. км², т. е. почти столько же, сколько составляют все остальные магматические формации СССР, на Деканском плато их около 65 000 км² (еще столько же, вероятно, погружено на дно Индийского океана) при мощности до 2 км. Базальтовые покровы Параны больше колумбийских и деканских вместе взятых. Распространены также в Эфиопии, Сибири, на о. Тасмания, в бассейне Карру (Южная Африка, мощность до 1370 м) и в других местах.

Площади платобазальтов, расположенные в северной части Атлантического океана на островах Исландия (см. рис. 35, а), Гренландия, в Ирландии, Шотландии и др. были объединены Вашингтоном в Тулейскую провинцию.

Комплексы подводных и наземных дифференцированных базальтоидных формаций (частично андезитовое семейство, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [17]). Сложен ассоциацией базальтов (или диабазов, мандельштейнов) и пироксеновых, реже роговообманковых порфиринов, еще реже более кислых пород, иногда перемежающихся ритмически с большим количеством туфов. Иногда между ними имеются переходы. Это, по данным Ю. А. Билибина, убеждает в существовании генетической связи между такими породами, в частности проявляющейся в геосин-

клинальных их представителях, в образовании базальт-андезитовых и базальт-липаритовых формаций.

Согласно выводам М. И. Розина и Д. В. Рундквиста в 1976 г., многочисленные и разнообразные базальтоидные формации разделяются на три контрастно дифференцированные формации (спилит-кварц-кератофитовую, базальт-липаритовую, трахибазальт-трахитовую) и на четыре последовательно дифференцированные (базальт-андезит-дацит-липаритовую, базальт-трахит-трахилипаритовую, трахибазальтовых порфиритов — трахит-трахилипаритовых порфиритов, базальт-андезитовых порфиритов — дацит-липаритовых порфиритов).

Подводная и наземная базальт-андезитовые формации, по-видимому, встречаются чаще других дифференцированных базальтоидных формаций. Обычно характеризуются преобладанием базальтов над андезит-базальтами и андезитами. По своей распространенности стоят на втором месте после недифференцированных базальтовых; образуют на континентах не менее 30—35 % площади выходов всех магматических пород (однако часть андезитов связана с кислой магмой). Андезиты могли образоваться вследствие ассимиляции базальтовой магмой глинистых формаций. А. Б. Эдвардс объясняет образование андезитов кристаллизационной дифференциацией медленно поднимающейся базальтовой магмы в открытой сверху протяженной колонне, например, в достаточно мощной дайке. При этом первоначально кристаллизуются и оседают магнезиальные или железистые пироксены, а остаточный расплав по своему составу все более приближается к андезитовому (обогащенному кальцием).

Формации этого типа образуются не только в районах центральных вулканов (Ключевская сопка на Камчатке, группа вулканов на Центральном плато Франции и др.), но и благодаря ареальному, т. е. многовыходному типу вулканизма, выделенному А. Н. Заварицким вдоль трещин обильных, но недолговечных центров извержения. Почти не встречаются в океанических провинциях. Поэтому граница океанических и континентальных территорий проводится по так называемой «андезитовой линии» (по Джедду). Она совпадает с внешним краем провинций, характеризуемых массовым распространением базальт-андезитовых формаций, которые начинаются в вулканических окраинно-материковых дугах (в частности в Антильских и Тихоокеанских островных дугах) и на продолжении таких дуг на Камчатке (рис. 36). На вулкане Шевелуч в неоген — четвертичное время обособляется ряд малых магматических циклов («фаз»), отвечающих по длительности образования ритмосвите или ритмопачке и резко отграниченных друг от друга перерывами в извержении магмы. В ходе развития каждого из циклов, по мере изменения продуктов магмы в очаге, андезитовые лавы сменяются к его концу исходными, все более основными. Это говорит о том, что они произошли из базальтовой магмы и, следовательно, формация относится к базальт-андезитовому типу.

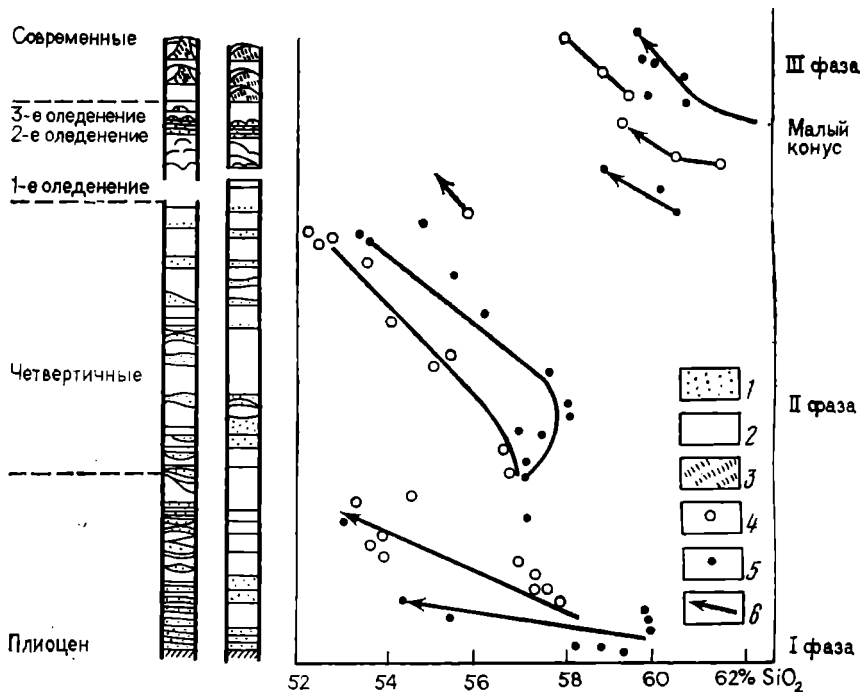


Рис. 36. Сводная диаграмма ритмического изменения состава лав базальт-андезитовой формации различных фаз I—IV извержений вулкана Шивелуч (Камчатка). По А. А. Меняйлову:

1 — пирокластические отложения; 2 — компактные лавы; 3 — морены; 4 — состав лав центральной части вулкана; 5 — состав лав юго-западной части вулкана; 6 — направление изменения состава лав

Подводная и наземная базальт-андезитовые формации широко распространены в начале и, особенно, в конце развития формационных рядов вулканических материковых участков, в частности геосинклинальных и прагеосинклинальных, типичны для вулканических постгеосинклинальных регионов, смежных с геосинклинальными; редки в постплатформенных.

Подводная формация наиболее распространена в ядерных зонах окраинно-материковых островных дуг, особенно, в Тихоокеанском кольце (в Индонезии); в альпийском Средиземноморском поясе (Средиземноморье, Паннонская впадина, Тавр, Малый Кавказ, Южный Памир, Зондский архипелаг); в варисийских поясах Урала, Тянь-Шаня, Северного Памира и др.

Наземная формация наиболее типична для ядерных геосинклинальных (Закарпатье, Малый Кавказ, Карамазар, Гиссар, Дарваз, Южный Памир и др.) и постгеосинклинальных (средний, верхний палеозой Центрально-Казахстанского Прибалхашского варисского прогиба) зон.

Подводная и наземная базальт-липаритовые формации (наземная и мелководная базальт-андезит-дацит-липаритовые последовательно дифференцированные формации, по М. И. Розинову и Д. В. Рундквисту) по петрографическому составу, распространению и характеру изменений очень близка к описанным подводной и наземной базальт-андезитовым формациям. Отличаются появлением липаритов, реже делленитов, дацитов. Обычно развиты в тех же районах, что и предыдущие (в Курило-Камчатской дуге, на Малом Кавказе).

Содержат продукты базальтовой магмы, у которой в глубине на уровне образования габбро-диабазовых формаций контрастно обособляется гранофировый расплав, образующий при излиянии липариты. Количество таких гранофиров и липаритов теоретически составляет около 10—15 %, что подтверждается данными о соотношениях базальтов и липаритов Исландии (12 %).

Наземная базальт-липаритовая контрастно-дифференцированная формация (по М. И. Розинову и Д. В. Рундквисту) сближается с субщелочной наземной трахибазальт-трахилипаритовой, описанной Е. Н. Горецкой в 1961 г.

Семейство щелочно-базальтоидных формаций (группа щелочных базальтоидов, по В. Г. Лазаренкову) является эффузивным аналогом щелочно-габброидного семейства, сближается с базальт-андезитовыми формациями (по М. И. Розинову и Д. В. Рундквисту).

Слагающие их породы содержат полевые шпаты и этим отличаются от ультраосновных щелочно-океанитоидных пород или базанитов, которые содержат только фельдшпатиды и не содержат полевых шпатов.

Помимо собственно базальтоидных пород (базальтов, диабазов и т. п.) включает редкие кайнотипные и палеотипные эффузивные продукты щелочной ветви дифференциации базальтовой магмы, близкие к ним по содержанию кремнекислоты (около 49—51 %), но более богатые щелочами и поэтому нередко содержащие еще и фельдшпатиды. По сейсмологическим данным, приведенным В. Г. Лазаренковым, очаги вулканов, извергающих калиево-базальтовые лавы, залегают в верхней мантии на глубине 300 км.

Распространено шире, чем щелочно-габброидное семейство. Покрывает значительные площади в океанических провинциях.

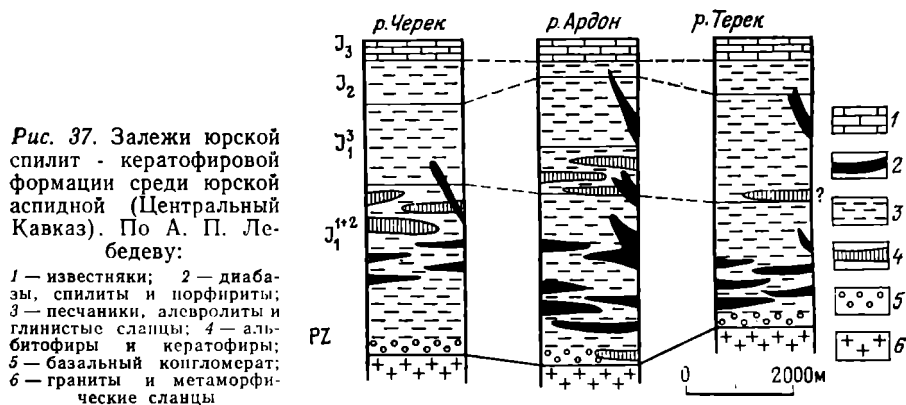
Наземная и подводная трахибазальтовые формации (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [17]; натриевый ряд, частью базальт-трахитовая формация, по Барту, Корренсу, Эксола, трахибазальтовая и трахибазальт-трахит-трахилипаритовая формации, по М. И. Розинову и Д. В. Рундквисту) встречаются в геосинклинальных (Малый Кавказ, Балканы), в постгеосинклинальных поясах (краевой прогиб Монтаны, Йеллоустонский парк) и в альпийском форланде (в Чешско-Силезской вулканической дуге). Трахибазальт содержит титан-авгит, иногда фельдшпатиды.

Подводная и наземная трахиандезитовые формации выделяются в общих классификациях магматических формаций Ю. А. Куз-

нецовым [15], М. П. Кортусовым [13] и др. Ю. А. Кузнецов относит их к субщелочной ветви андезитовой (базальт-андезитовой) формации. В их составе существенную роль играют базальты, в частности оливиновые, также трахибазальты, андезиты пироксеновые и роговообманковые, трахиандезиты, трахиты. В Индонезийской островной дуге их выходы расположены на ее внутренней стороне, обращенной к материку (о-ва Ява, Калимантан). Распространены в ядерных геосинклинальных зонах (позднепалеозойская трахиандезитовая формация в кураминской зоне Срединного Тянь-Шаня и др.; позднеэоценовая и олигоценовая на Малом Кавказе и др.).

Подводные и наземные спилит-кератофировые формации [17] (спилитовая формация, по Дьюи и Флетту и др.) являются эффузивными аналогами габбро-плагиогранитной формации и эпиметаморфизованным эквивалентом контрастно-дифференцированной базальт-трахитовой. Формации состоят из спилитов, а также диабазов и кератофиров, палеодацитов, палеолипаритов; характеризуются контрастной дифференциацией, в отличие от формации базальт-андезитовых порфиров — дацит-липаритовых порфиров, где наблюдается последовательная дифференциация. Характерно необычное для основных пород высокое содержание натрия в диабазах (от 3 до 8 %) и в кератофирах. По-видимому, представляют результат эпиметаморфической альбитизации, что хорошо видно в шлифах. Описаны В. А. Заварицким, В. И. Лучицким [15]. Встречаются диабаз-спилитовые разновидности. Альбит отсутствует в современных океанских шаровых базальтах и появляется только в метаморфизованных геосинклинальных диабазовых лавах и их подводных дайковых корнях, где образуется вместе с эпидотом, хлоритом, кальцитом. По традиции эти формации описываются среди магматических, хотя их следовало бы отнести к эпиметаморфическим.

Подводная диабаз-спилитовая формация образует лавовые потоки мощностью до 5—8, реже до 10—15 м, которые обычно зале-



гают среди глубоководных флишеидных формаций, содержащих прослой радиоларитов, яшм и других силицитов. Широко распространена в разрезах междуядерных геосинклинальных формаций: в протерозое Карелии, в кембрии Тувы, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая (в толщах до 3,5 км) и Северного Тянь-Шаня; в среднем палеозое на восточном склоне Урала и в Южном Тянь-Шане и Дарвазе; в юре Большого Кавказа (рис. 37) и др.

Наземная намюрско-среднекарбовая пестроцветная (лилово-зеленая) диабаз-спилитовая (порфиритовая) формация наблюдается в ядерных геосинклинальных зонах Дарваза, Северного Памира, Южного Гиссара (по А. Т. Тарасенко и О. Г. Канго).

Глава 15

КИСЛЫЕ (АЦИДИТОВЫЕ) МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Термин «ацидиты» предложен Коттой в 1864 г. Он редко применяется петрографами, но удобен в учении о формациях при образовании обобщающих классификационных наименований. Кислые (ацидитовые) магматические формации объединяют все магматические формации, сложенные ацидитами — породами, производными от кислой магмы. Среднее содержание кремнезема в них превышает 62—64 %.

Преобладают граниты, гранодиориты, встречаются аплиты, сиениты, диориты. Их эффузивными аналогами являются липариты, кварцевые порфиры, трахиты, андезиты и др. Уже был сделан вывод о том, что подавляющее большинство кислых магматических формаций относится к производным гранитной родоначальной магмы*.

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [17], первичная гранитная магма непосредственно появляется в результате дифференциации базальтового расплава, в количестве 10—12 % — в пересчете на гранофиры — и до 20 % — в пересчете на граниты и гранодиориты (по данным Гиллули). Такие первичные кислые породы входят в состав дифференцированных базальтоидных и габброидных формаций. Вторичная гранитная магма возникает при частичном переплавлении земной коры, точнее, ее нижней базальтовой оболочки, а также гранито-гнейсовой или осадочно-метаморфической.

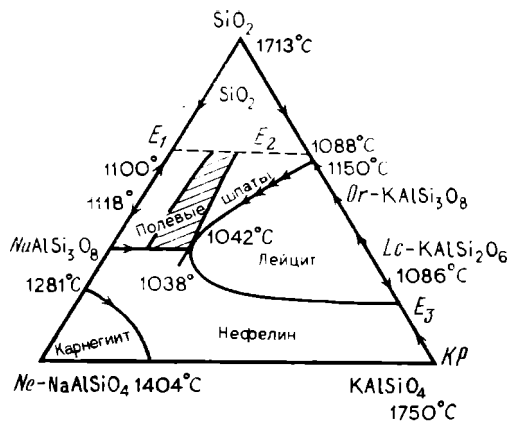
В ряду кислых (ацидитовых) магматических формаций рассматриваются здесь только производные вторичной кислой магмы. Авторы называют ее протогранитной.

В основе представлений о вторичной гранитной магме лежит идея о палингенезе, переплавлении пород земной коры, порождающем протогранитную магму, обоснованная И. Седергольмом. Па-

* Лишь в том случае, если кислые и средние интрузивные породы тесно сопряжены с основными — габброидными или базальтоидными, можно полагать, что такие формации возникли из основной магмы (например, габбро-гранитоидные, габбро-диабаз-гранофировые и базальт-липаритовые).

Рис. 38. Диаграмма, иллюстрирующая возможность выборочного выплавления протогранитной эвтектики из компонента базальтоидных формаций. По С. Д. Четверикову.

Заштрихованный участок — поле наиболее низких температур (граниты, сиениты, фойяиты)



лингенное переплавление может быть общим, но чаще является частичным, выборочным, приводящим к выплавлению наиболее легкоплавких соединений в соотношениях, отвечающих эвтектическим пропорциям между минералами.

По-видимому, при палингенезе возникает протогранитная магма, которая первоначально может иметь пегматитовый состав (рис. 38) и, по Фогту и П. Н. Чирвинскому содержит 74—75,5 % микроклина и 24,5—26 % кварца (с учетом содержания плагиоклазов: 43 % альбита, 31 % ортоклаза и 26 % кварца). Об этом говорят результаты физико-химических экспериментов и выводы ряда исследователей [17, 39 и др.].

В дальнейшем состав поднимающейся протогранитной магмы благодаря ассимиляции боковых пород усредняется. Гранитная магма и ее производные образовывали как крупные, так и мелкие интрузивные формации, а также изливались на поверхность, образуя эффузивные.

Эти идеи легли в основу развиваемых далее представлений о генезисе гранитной магмы, а также гранитоидных и липаритоидных формаций и их классификации.

В кислых магматических формациях кремнекислота не только полностью насыщает алюмосиликаты, но частично остается в избытке, образуя кварц — минерал, наиболее типичный для ацидитов. Он сопровождается кислыми полевыми шпатами, биотитом, амфиболами и др.

Некоторые ацидитовые формации по своему химическому составу уклоняются в сторону образования редких щелочно-ацидитовых формаций. Они могут содержать фельдшпатиды. Распространены в земной коре во много раз реже, чем обычные щелочно-земельные ацидитовые формации. В океанических провинциях ацидитовые формации практически отсутствуют; имеется только очень небольшое количество гранофиоров (в ксенолитах среди базальтов) и производные от них липариты (в количестве до 10—12 %), отщепившиеся от базальтовой магмы в процессе ее дифференциации.

Гранитные породы преобладают в верхах материковой земной коры, так как количество гранитоидного материала в фанерозойских осадочных отложениях составляет в среднем 2/3. Однако

среднее содержание кислых пород на всю массу коры, судя по их изначальной связи с базальтоидными, очевидно, не может превышать 20 %.

С ацидитовыми формациями зонально сопряжены многие, близкие к ним по времени образования пневматолито-гидротермальные формации, в том числе большинство рудных.

Семейство гранитоидных формаций. Термин «гранитоиды» введен Гюмбелем в 1888 г. Преобладает над другими тремя семействами ацидитового ряда.

Это семейство объединяет все интрузивные продукты нормального (щелочноземельного) ряда развития вторичной гранитной магмы, включая возникшие при палингенезе, реоморфизме, мигматизации, ассимиляции, а также дифференциации, застывании и последующих изменениях. Не включаются в это семейство продукты пневматолито-гидротермальных изменений, относимые к пневматолито-гидротермальным формациям, а также обязанные метаморфизму (последние относятся к метаморфическим формациям). «Термины гранит и гранодиорит применяются в целях большей точности только к породам изверженного происхождения, т. е. к породам, кристаллизовавшимся непосредственно из силикатных расплавов (магм)» [39]. Поэтому они не являются продуктами ультраметаморфизма, включая ряд кислых интрузивных пород, изменяющихся по составу от пегматитов, аляскитов, через преобладающие граниты и гранодиориты до сиенитов, кварцевых диоритов и диоритов, а также их порфировые интрузивные аналоги.

В составе гранитоидных формаций не встречаются перидотиты и пироксениты; практически отсутствуют более основные габбровые породы (за исключением редких случаев возникновения ассимиляционных габбро-диоритов и габбро). Этим семейство гранитоидных формаций отличается от комплекса габбро-гранитоидных формаций.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [17] подчеркивал, что отсутствуют постепенные минеральные и химические переходы между габбро и гранитами, а также одновременные интрузии тех и других (за исключением уже описанных габбро-гранитоидных формаций, а также выделений гранофинов в габброидных формациях). В случае совместного залегания габбро и гранитоидов последние оказываются более молодыми. Соотношения ряда химических элементов, особенно акцессорных, в габброидах иное, чем в гранитоидах.

В состав гранитоидных комплексов, по данным А. Н. Заварицкого, входят два ряда пород (перечисленных в каждом из них порядке их образования): 1) диорит-кварцевый диорит-гранодиорит-гранит-калиевый гранит; 2) диорит-сиенитодиорит-сиенит-калиевый сиенит. Но наибольшая часть сиенитов, по-видимому, относится к щелочным разностям и входит в состав щелочно-гранитоидного комплекса.

Максимальные размеры отдельных интрузивов: диориты — 1200 км² (Аляска), гранодиориты — 5000 км² (Сьерра-Невада), граниты 23 000 км² (Финляндия), 60×400 км (Зайсан), сиениты

до 2000 км² (Норвегия), 1200 км² (Бразилия), 100—200 км² (на Урале), монцитоны до 20 км² (Колорадо).

Механизм образования гранитоидных интрузий возбуждал много споров, так как гранитоидным интрузиям свойственны наиболее разнообразные формы. При этом учитывалась прямая инъекция кислых магматических расплавов, раздвигание ими вмещающих пород, обрушение и погружение в них кусков кровли с образованием ксенолитов, перекристаллизация последних и дезагрегация возникающих на их месте минеральных зерен, диффузия компонентов расплава во вмещающих породах. Никем не отрицается большая роль дайкового механизма, особенно при образовании малых и субвулканических гранитоидных интрузий. Х. Питчер полагает, что при образовании геосинклинальных батолито-штоковых интрузивов основную роль играют, во-первых, многофазные диапировые внедрения, часто возникавшие вдоль разломов и характеризовавшиеся большим давлением магмы на вышележащие формации, которые при этом подвергались сложным деформациям. Во-вторых, наиболее распространенные батолиты связаны с обрушением кровли и погружением обрушающихся ее кусков. При этом возникают столбообразные интрузивы с крутыми стенками и плоской кровлей (Анды). Они же наиболее наглядно просматриваются в развитии постгеосинклинальных центрально-интрузивных плутонов, по периметру которых внедрялись многочисленные кольцевые дайки. По Х. Питчеру, у основания крупных гранитоидных интрузивов залегают диориты, которые по плотности не отличаются от метаморфизованных вмещающих пород.

Согласно выводам В. И. Попова [23], геосинклинальные «батолито-штоковые» гранитоидные интрузии Средней Азии часто имеют форму грибов (хонолиты), снабжены рядом узких подводящих каналов; распространяются в горизонтальном направлении, главным образом у границы кристаллического фундамента и цоколя (мезоабиссальные интрузии), а также в последнем, вдоль контакта компонентных мощных карбонатных и шлировых формаций (гипабиссальные интрузии).

В отличие от гипабиссальных мезоабиссальные гранитоиды сопровождаются мощным ореолом мигматитов, гнейсов, слюдяных и иных кристаллических сланцев (например, в Средиземноморском альпийском поясе в Каракоруме, Среднем Памире).

Комплекс палингенных и реоморфических гранитоидных формаций типичен для архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента. Включает четыре формации.

В палингенную протогранитную формацию (палингенные пегматиты, по И. Седергольму, В. А. Николаеву, Ф. Тренину и др.) включаются непеременные или лишь отчасти переменные от мест селективного выплавления протогранитной магмы палингенные пегматоидные, вовсе или почти неконтаминированные лейкократовые аплитовые формации, обособившиеся от окружающей их массы нерасплавившихся минеральных зерен, и образовавшие

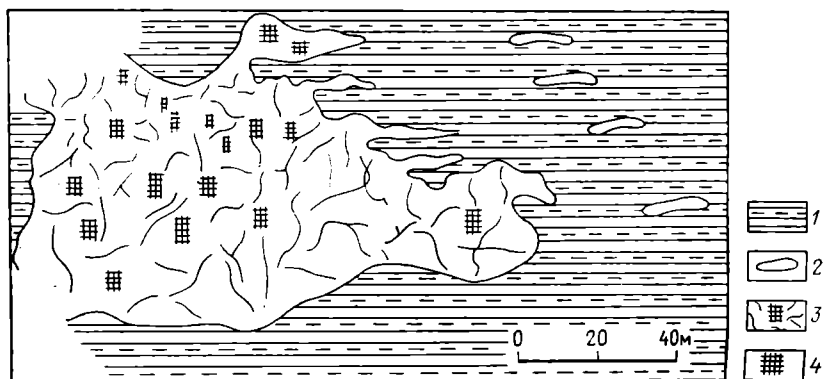


Рис. 39. Палингенные крупнокристаллические биотитовые пегматиты и полосчатые мигматиты второго метаморфического комплекса. Правый склон р. Горандара, юго-западный Памир. По Б. Я. Хоревой:

1 — мигматиты; 2 — очки полевого шпата; 3 — крупнокристаллический пегматит; 4 — кристаллы биотита

прожилки, жилы и реже небольшие залежи (рис. 39), неясно ограниченные, неправильные, извилистые, не имеющие корней и связанные постепенными переходами с вмещающими породами. В последних вокруг этих инъекций развивается фельдшпатизация, появляются отдельные порфиробласты полевых шпатов и образуются очковые гнейсы.

Реоморфическая формация (реоморфические породы, по Палдерварту; анатектические) образуется при подъеме и дальнейшем развитии палингенной магмы. Вследствие контаминации ее нерасплавившимися зернами минералов, возникает кашеобразная масса, интрузирующая кверху. Протогранитные пегматиты и аплиты, типичные для палингенной формации, переходят в лейкократовые граниты и в окружающие мигматизированные гранитогнейсы, образующие небольшие интрузии, окруженные ореолом прожилков и облакообразных небулитовых разностей. Описана в архейских гнейсах Адирондайка Баддингтоном в 1948 г., в Феноскандии — А. А. Полкановым и др., на Алдане — Д. С. Коржинским, в архейско-раннепротерозойских на Южном Памире — Б. Я. Хоревой в 1971 г. (рис. 40, 41) и авторами, в Гиссарском хребте и хр. Каратегин (небольшой округлый Ясманский интрузив лейкократовых гранитогнейсов) — В. М. Велитченко и А. А. Поповой.

Гранит-мигматитовая формация (венитовая или адергнейсовая формация, по Хольмквисту) представляет результат внедрения в гнейсы и кристаллические сланцы тонких покливажных инъекций кислой магмы в экзоконтактах интрузий абиссальных палингенных и реоморфических гранитоидов или же мезоабиссальных батолито-штоковых. При этом возникающие слюдяные гнейсы типа инъекционных мигматитов оказываются настолько испещренными и пропитанными инъекционными жилками разной толщины, что

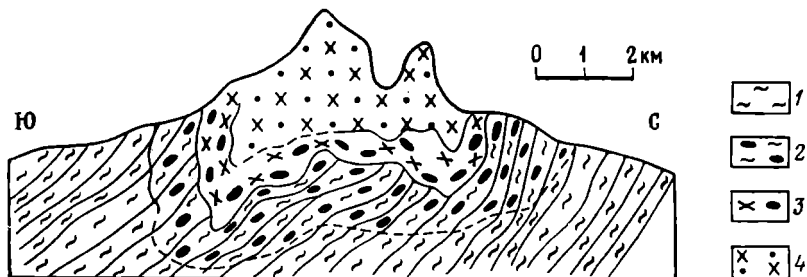


Рис. 40. Схематическая зарисовка реоморфического гранодиоритового диапир-плутона на правом склоне р. Романит (Юго-Западный Памир). По Б. Я. Хоревой:

1 — тонкополосчатые мигматиты по амфиболитам раннепротерозойской хорогской свиты; 2 — очково-порфиробластические мигматиты; 3 — очковые гранодиорито-гнейсы; 4 — массивные гранодиориты

в их составе материал инъекций пегматит-аплитовых расплавов трудно отделить от инъекционированного им материала вмещающих пород. Встречается в абиссальных интрузиях в кристаллическом фундаменте и, в меньшем количестве, в эндоконтактах мезоабиссальных гранитоидов, вокруг которых образует оболочку мощностью до нескольких сотен метров (например, у контактов

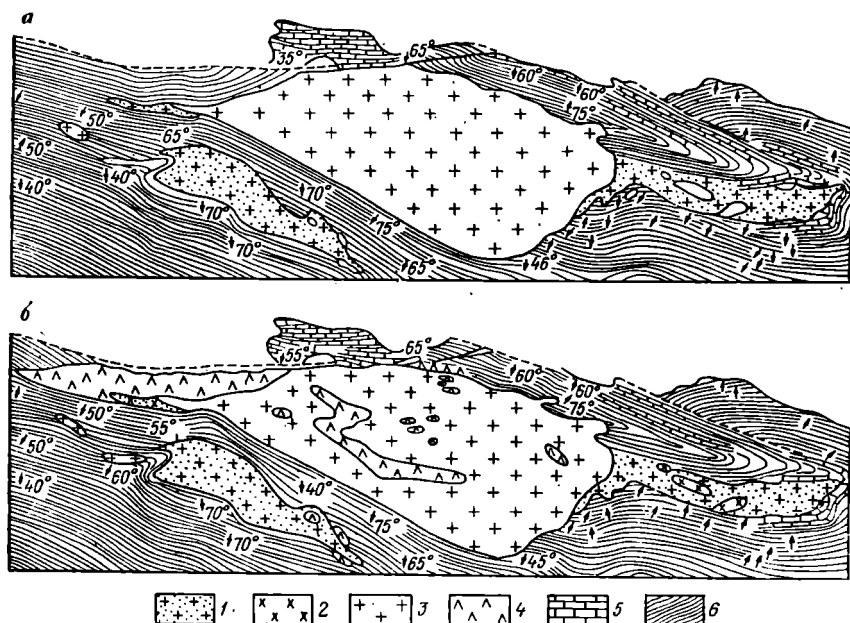


Рис. 41. Схема формирования фазовых (а, б) батолито-штоковых гранитоидных формаций (средний карбон Нуратау, Темиркубукский массив). По И. М. Исамухамедову.

Формации: диоритовая: 1 — диориты, 2 — кварцевые диориты; 3 — гранитная; 4 — аляскитовая; осадочная: 5 — мраморы; 6 — сланцы

варисских гранитоидов Гиссарского хребта у краев альпийского Кударинского массива в Срединном Памире и др.).

Чарнокитовая формация (чарнокитовая серия, по Голланду) известна только в докембрийских формационных рядах, до рифейских включительно. Некоторые исследователи считают, что низы гранито-гнейсового кристаллического фундамента сложены чарнокитами. В Индии и на Южном Памире чарнокиты связаны с определенными линейно вытянутыми междуядерными (?) структурно-формационными зонами кристаллического фундамента.

Чарнокит представляет собой темный, почти черный полнокристаллический пироксеновый гранит. Его сопровождают пироксеновые чарнокитовые диориты (эндербиты) и другие близкие к чарнокитам гранитоидные породы.

Генезис формации вызывал и вызывает много споров, большинство исследователей образование чарнокитов считает результатом глубинной мигматизации, наложенной на ранее возникшие метабазитовые формации, измененные в условиях катазоны метаморфизма, отвечающих гранулитовой фации. Кроме того они после своего образования испытали диафторическую амфиболизацию (см. гл. 24).

Комплекс батолито-штоковых гранитоидных формаций (семейство гранита, гранитоидная или гранитовая формация, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [17]) наблюдается в складчатом основании во всех провинциях, кроме океанических, имеет разный возраст — от архея (где составляет 87 % площади изверженных пород) до фанерозоя (46 %) и кайнозоя включительно. К нему принадлежат наиболее распространенные, наиболее значительные по площади гранитоидные формации, образующие нередко крупные батолиты (по Р. Дэли, их площадь более 100 км²) или штоки (менее 100 км²), или же те и другие. Особенно обширны ядерные батолиты.

Известны несколько стадийных подвидов, начиная с пракоинтентального и островодугового. Наиболее типичны прагеосинклинальный и геосинклинальный подвиды. Изредка возникал постгеосинклинальный подвид. Комплекс наиболее типичен для мезоабиссальной фации, где он сопровождается мигматитами, мощными ореолами гнейсов и других контактово-метаморфических сланцев, а также для гипабиссальной. В последней эндоконтактовые изменения, ограниченные по мощности (сотни, десятки метров и менее), выражены в образовании в сланцах роговиков, а в известняках — мраморов и скарнов.

По данным И. М. Исамухамедова, первоначально, когда термическая энергия протогранитного расплава еще велика, он в наибольшей мере контаминируется и осредняется, благодаря ассимиляции вмещающих пород, изменяясь по пути своего подъема от аплитового через гранитный и гранодиоритовый до диоритового, реже даже до габбрового. Поэтому из первых порций застывающей магмы возникают наименее кислые породы, такие как диориты, сиениты, монцититы и др. Позднее, по мере уменьшения тер-

мической энергии протогранитного расплава, его способность к физико-химическим процессам и степень его контаминации в последующих поднимающихся порциях магмы начинает все более убывать. В результате возникает ряд перечисляемых ниже фазо-вообособленных формаций (см. рис. 41), состав которых изменяется в обратном порядке.

Поэтому комплекс батолито-штоковых гранитоидов в самых различных регионах чаще всего распадается на четыре главные фазоворазграниченные формации. Они установлены, в частности, И. М. Исамухамедовым в междуядерных карбоновых интрузиях Тянь-Шаня (см. рис. 41), М. Х. Хамидовым в мел-палеогеновых междуядерных интрузиях Среднего Памира.

В горах Нуратау этот комплекс представлен следующими формациями: 1) раннебатолитовой диоритовой ($0,5 \text{ км}^2$); 2) среднебатолитовой гранодиоритовой (18 км^2); 3) позднебатолитовой гранитной (1035 км^2 , примерно 82 % площади); 4) послебатолитовой лейкогранитной (аплитовая или аляскитовая, образующая отдельные дайки, реже штоки); затем внедрялась жильная свита; 5) лампрофировой формации и 6) аплит-пегматитовой, сопровождаемой разнообразными полезными ископаемыми.

Аплит-пегматитовая формация установлена во всех горообразовательных окраинно-материковых и внутриконтинентальных междуядерных формационных рядах. В пределах праконтинента возникала в абиссальной фации, главным образом в архейско-раннепротерозойском кристаллическом фундаменте, ассимилируя доломитовые мраморы, сопровождаясь месторождениями благородной шпинели, дравита, ляпис-лазури (Бадахшан, Южный Памир, Индостан, Шри-Ланка, Прибайкалье), а также вольфрама, молибдена, олова, керамического сырья, слюды и др.

В ядерных геосинклинальных зонах этот ряд нередко становится менее отчетливым, возникает единая гипабиссальная батолито-штоковая гранитоидная формация, нерасчлененная на фазо-вообособленные формации. Иногда добавляются габбро, габбро-диориты, сиенито-диориты и др.

Ю. А. Билибин в 1935 г. предложил различать в развитии магматического цикла орогенных поясов три главных этапа: 1) добатолитовый, очень длительный (многие десятки миллионов лет); 2) батолитовый, сравнительно кратковременный (миллионы лет); 3) послебатолитовый (миллионы или первые десятки миллионов лет). Это деление применимо к развитию как междуядерных, так и ядерных зон и используется при анализе генезиса пневматолито-гидротермальных формаций.

Комплекс (обособленных) малых гранитоидных (гранопорфировых* и интрузивно-порфировых) формаций характерен для ядерных геосинклинальных зон (Карамазар, Гиссар, Дарваз и др.). Малоинтрузивные гранитоидные

* В этот комплекс авторы объединяют гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры и близкие к ним порфировидные гранитоидные разновидности.

формации обособлены от батолито-штоковых, пересекают их мелкими штоками и дайками и, вследствие быстрого застывания, характеризуются порфировидными или порфировыми структурами пород. Еще позднее, после секущих их габбро-диабазовых формаций, образовалась главная масса пневматолито-гидротермальных формаций, сопряженных с гранитоидными формациями. Последние могли способствовать подъему магмы, обеспечивая (по Р. Дэли) необходимый для этого дополнительный ее подогрев.

Комплекс центрально-интрузивных гранитоидных формаций характеризует послегеосинклинальные стадии, образует многофазные кольцевые или полукольцевые дайки, простые и сложные.

Семейство щелочно-гранитоидных формаций (по Ю. А. Билибину) объединяет формации, производные кислой магмы, в составе которых есть породы, несколько обогащенные щелочами (свыше 9 %), главным образом натрием, реже калием. В составе таких пород появляются редкие щелочные амфиболы, пироксены и иногда фельдшпатыды. Нередко слагается редкими или эндемичными породами, имеющими весьма разнообразный минеральный состав, в том числе субщелочными и щелочными сиенитами, нефелиновыми и иными сиенитами, их жильными свитами, тесно связанными друг с другом, и др. В отличие от щелочно-габброидных формаций, щелочно-гранитоидные формации характеризуются отсутствием в их составе щелочных габброидов и тесной связью нефелитовых сиенитов с субщелочными гранитами и сиенитами.

Причины отщепления щелочной ветви гранитоидов от основной массы гранитоидных формаций точно не установлены. Возникновение щелочных производных той или иной магмы объясняется развитием магмы: ее кристаллизационной дифференциацией (по Н. Боуэну) или же явлениями ассимиляции (по Р. Дэли), иногда объясняется щелочным метасоматозом (по К. Смит, Д. С. Коржинскому), последняя гипотеза в целом не пользуется поддержкой в СССР. Семейство распространено значительно меньше, чем собственно гранитоидное, но встречается чаще, чем семейство щелочно-липаритоидных формаций. По данным А. Н. Заварицкого, наибольшая часть сиенитов относится к щелочным разностям; сиениты вместе с трахитоидными разностями слагают только 0,6 % всех изверженных пород.

Образовывалось после батолито-штокового гранитоидного комплекса и некоторых малоинтрузивных гранитоидных формаций.

Изучение развития сложных щелочно-гранитоидных комплексов на Кавказе, в Южном Тянь-Шане, в центральных интрузивах Нью-Гемпшира (США) показывает, что нефелин-сиенитовые породы и формации, по составу наиболее уклонившиеся от исходной магмы, нередко возникали раньше, чем субщелочная гранит-сиенитовая формация, или чем внедрившиеся в эти же центральные интрузии гипабиссальные граниты, гранит-порфиры, фельзиты, близкие по составу к родоначальной магме.

По формам залегания щелочные гранитоиды подобны щелочно-известковым, образуют дайки, зональные, центральные и трубообразные интрузивы, небольшие штоки с гнейсовидной текстурой нередко среди карбонатных формаций. Максимальные размеры отдельных щелочно-гранитоидных (нефелин-сиенитовых) интрузивов 1800 км² (Кольский полуостров).

Некоторые формации представлены небольшими сложными штоками, пластическими интрузиями (в гнейсах) или сквозными трубообразными телами; нередко имеют гнейсовидную или трахитондную текстуру, указывающую на течение застывающей магмы. Ю. А. Кузнецов [15] выделял в особую формацию концентрически-зональные центральные интрузии нефелиновых сиенитов (см. рис. 42).

Имеются жилы и экзрузии нефелин-сиенитовых порфиров, переходящие в эффузивные фонолиты, причем иногда они и тингуаиты залегают обособленно от нефелиновых сиенитов. М. А. Усов [42] указывает на гипабиссальное и частью субвулканическое происхождение щелочно-гранитоидных формаций.

Некоторые исследователи полагают, что одновременно с интрузией щелочно-гранитоидной магмы происходили также обусловленные ею метасоматические процессы, нефелинизация и фельдшпатизация вмещающих пород, а также появление постщелочно-интрузивных пневматолито-гидротермальных руд (титаномagnetитовых, редкоземельных и др.).

Комплекс гипабиссальных субщелочных гранит-сиенитовых формаций. Субщелочная гранит-сиенитовая формация складывается субщелочными гранитоидами, включающими щелочные граниты, нордмаркиты (т. е. субщелочные граносиениты) и щелочные сиениты и их жильные порфировидные дериваты. Они отличаются от обычных щелочноземельных гранитов и сиенитов несколько большим содержанием щелочей (различаются натриевые и калиевые разновидности). В них присутствует подчиненное количество щелочных метасиликатов (эгирин, рибекит, арфведсонит и др.). Отсутствуют фельдшпатиды.

Встречается чаще других щелочно-гранитоидных комплексов, главным образом в междудерных геосинклинальных зонах (например, крупный мезозойский урмийский комплекс; пермская туркестано-алайская формация).

Комплекс гипабиссальных нефелин-сиенитовых формаций редкий, малораспространенный; на континентах составляет около 0,5 % всех магматических формаций. Нефелин-сиенитовая формация (рис. 42) обладает очень пестрым и сложным составом. Включает породы, свойственные субщелочным гранит-сиенитовым формациям и разнообразные нефелиновые сиениты и жильные породы (миаскит, хибинит, луаврит, рихторит, уртит и т. д.), иногда выделяемые в отдельные типы формаций [19]. В. М. Гольдшмидт считает вероятным проявление летучих веществ и взрывных процессов при их внедрении. В некоторых формациях обособляются нефелиниты (используются для извлечения алюминия) и

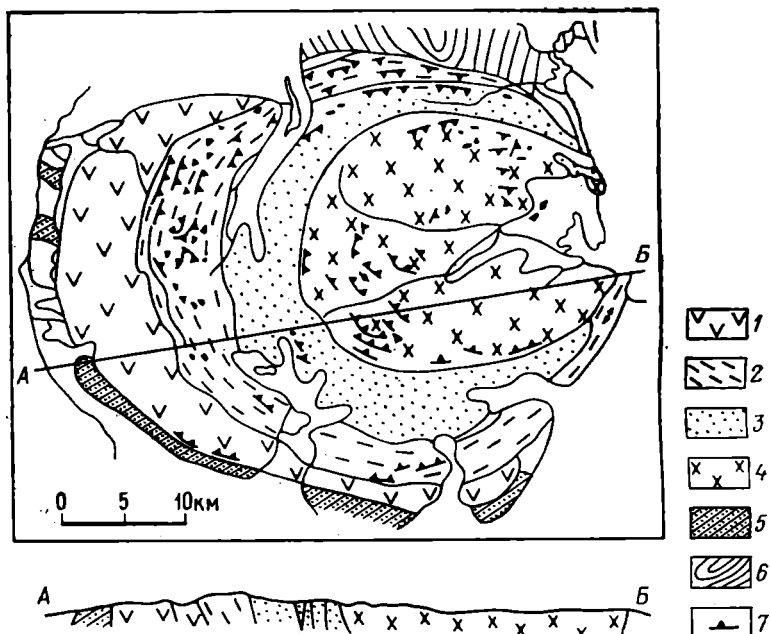


Рис. 42. Нефелин-сиенитовая формация. Хибинский плутон. По Е. Н. Володину, Н. А. Елисееву, И. С. Ожинскому:

1 — массивные хибиниты (I комплекс); 2 — трахитоидные хибиниты (II комплекс); 3 — нйолит-уртиты, эгириновые, нефелиновые сиениты, рихсдориты (III комплекс); 4 — фойиты, слюдяные роговообманковые нефелиновые сиениты (IV комплекс); 5 — свита Имандра-Варзуга (протерозой); 6 — гнейсы архея; 7 — трахитоидность; углы падения 5—35°

апатиты. Ряд полезных ископаемых находится в жильных породах (пегматитах, карбонатитах), которые содержат редкие цирконосиликаты, титаносиликаты, ниоботитанаты. Характерны геосинклинальный и постплатформенный подвиды.

Комплекс субвулканических щелочно-порфировых формаций редкий, малораспространенный; включает фонолиты, трахиты, трахипариты, трахиандезиты и др. Образует небольшие лакколиты, факолиты, бисмалиты, жерловины, дайки. Фонолит — сырье для изготовления хрусталя. Встречается в Срединно-Атлантическом хребте (о. Вознесения) среди базальтоидных формаций; в постгеосинклинальных поясах (лакколиты Северного Предкавказья).

Семейство липаритоидных формаций (кислые эффузивы, реже порфиртуфы, по Б. Н. Наследову; семейство риолитоидных формаций, по В. И. Попову [28]) сложено эффузивными продуктами кислой магмы, характерными для гранитоидных формаций. Ю. А. Кузнецов отмечает, что в некоторых случаях в геосинклиналях происходили массовые излияния дифференцированных кислых лав. Распространено не настолько широко, как гранитоидное. Однако играет существенную роль в строении земной коры.

В состав липаритоидных формаций включаются кайнотипные и палеотипные липариты, трахиты, дацит-липариты, дациты (все вместе объединяемые термином «риолиты», в широком смысле); реже андезито-дациты, андезиты (биотитовые, роговообманковые). Палеотипные аналоги перечисленных пород представляют фельзиты, липаритовые, трахитовые, дацитовые, андезито-дацитовые порфиры и ортофиры, кератофиры, альбитофиры, биотитовые или роговообманковые андезитовые порфириты. Благодаря обилию газов в кислой магме и ее значительной вязкости извержения рiolипаритовых лав носят взрывной характер и сопровождаются еще более обильными туфобрекчиями, туфопесчаниками и вулканическими пеплами; включают игнимбриты и палеоигнимбриты, по-видимому, возникшие из раскаленных потокообразных масс вулканического пепла. Уплотненные игнимбриты макроскопически трудно отличимы от порфиров. Пеплы могли разноситься ветром на сотни и тысячи километров от извергавшего их вулкана, в таком случае они перемежаются с самыми различными формациями.

Липаритовые формации, по А. Н. Заварицкому, своим образованием обязаны иногда вулканам центрального типа, но чаще ареальному вулканизму. В ходе развития последнего извержения магмы происходили через отдельные кратковременно существующие центры извержения, расположенные вдоль разломов, отмеченные образованием конусов, и сопровождалась иногда однократными и обильными излияниями лавы, выбросами туфов и пепловых потоков (порождающих игнимбриты). После этого возникали новые центры извержения. В некоторых районах, например в Кураминском ядре (Срединный Тянь-Шань), на отдельных этапах магматизма устанавливается длительное унаследованное развитие излияний лавы в кольцевых разрывах вулканогенных «мульдах проседания» (по В. А. Арапову). В центре их обычно развивался вулкан, переходящий в субвулканическую интрузию центрального типа. Такие «мульды» располагаются цепочками, разделяясь приподнимавшимися зонами, в которых преобладали батолито-штоковые интрузивы, мелкие гипабиссальные и субвулканические гранитоидные, реже мелкие габбро-гранитоидные.

Состав липаритоидных лав в процессе их извержения многократно изменялся. Их извержения могли чередоваться с базальтоидными, наземный комплекс сменялся подводным. Так, позднепалеозойские наземные эффузивы Кураминского ядра Тянь-Шаня суммарной мощностью до 12 км, по данным Н. П. Васильковского, внизу относятся к липаритоидным формациям. Об этом свидетельствуют, в частности, среднекарбонные минбулакские базальтоидная и липарит-андезитовая формации, сопровождаемые батолито-штоковыми гранитоидами, которые сменились позднекарбонной акташской липаритовой формацией, сопровождаемой малоинтрузивными гранитоидами. Затем, в позднекарбонно-раннепермском шурабсайском цикле магматизма образовалась, по-видимому, базальтоидная трахиандезитовая формация (перемежаются базальтоидные основные породы со средними и кислыми), сопровож-

дающаяся габбро-гранитоидными формациями. В конце цикла, в поздней перми опять возникли липаритовые формации — равашская и кызылнуринская, сопровождаемые малыми гранитоидными и интрузивно-порфировыми комплексами.

Для наземных липаритоидных формаций характерны светлые пестрые окраски пород (желтые, оранжевые, красные, сиреневые до темно-бурых), переходящие в глубине в зеленоватые и серые. Подводные формации с самого начала окрашены в зеленые и серые цвета.

Семейство липаритоидных формаций отсутствует в океанических провинциях. Оно особенно типично для ядерных окраинно-материковых (Карамазар и др.) и активно магматогенных постгеосинклинальных континентальных областей (верхний палеозой Центрального Казахстана, мезозой и кайнозой Скалистых гор в США и др.). В этом семействе Ю. А. Билибин, П. М. Татаринев и др. [22] выделяли три главные формации — липаритовую, липарит-дацитовую и андезит-дацитовую. По мнению авторов, липаритовая и липарит-дацитовая формации тесно сближаются друг с другом, и поэтому их можно объединить в одну липаритовую формацию.

Липаритовые подводные и наземные формации наименее дифференцированы. Преобладают в составе липаритоидных формаций. Их слагают эффузивные кварцевые и бескварцевые липариты и дациты, кератофиры и их туфы, включая игнимбриты; палеотипные эквиваленты этих пород порфиры и туфы.

Кайнотипные ядерные липаритовые, преимущественно наземные формации широко развиты в палеоген-неогеновых сериях Индонезии, Средиземноморского пояса — на Южном Памире, на Малом Кавказе в Тавре, на Балканах, в Паннонском ядре; распространены в горных хребтах Тихоокеанского кольца, в Андах, в Северной Америке, на Аляске.

Геосинклинальный междуядерный подвид наблюдается редко (позднепалеозойская липаритовая формация на северных склонах Зирабулакских гор в Южном Тянь-Шане, новейшие эффузивы Казбека).

Наземная и подводная липарит-андезитовые формации (дацит-андезитовая формация, андезит-дацит-липаритовая формация, по М. И. Розинову, Д. В. Рундквисту) слагаются липаритами, дацитами и андезитами (иногда липариты почти отсутствуют, и тогда их наименование заключается в скобки). Это наиболее дифференцированные представители липаритоидных формаций. По петрографическому составу, условиям образования и распространения подобны наземной и подводной липаритовым (порфировым) формациям. В них присутствуют также андезито-дациты и андезиты (или же палеотипные аналоги последних, т. е. порфириты). Развита в ряде перечисленных выше районов (средний и верхний палеозой Центрального Казахстана, Минусинской впадины, среднекарбоновая минбулакская свита Кураминского ядра, юра-мел на Дальнем Востоке и др.

Наземная и подводная кератофировая и кварц-кератофировая формации (по М. И. Розинову и Д. В. Рундквисту усредненный состав: липарит—дацит) состоят из кератофиров, альбитофиров, палеотипных дацитов, липаритов и андезитов; почти или вовсе отсутствуют основные породы [15]. Содержат много туфов, агломератов. Слагают толщи мощностью до 1500—1700 м (Алтай), известны в ордовике и нижнем кембрии Казахстана.

Семейство щелочно-липаритоидных (щелочно-риолитоидных) формаций представляет щелочную ветвь липаритоидов, слагаясь эффузивными аналогами щелочных гранитов, щелочных сиенитов и нефелиновых сиенитов. В составе щелочно-липаритоидных формаций наряду с породами, обычными для липаритоидных, добавляются нехарактерные для них субщелочные (содержащие 4—5 % щелочей): пантеллериты, комендиты, пехштейны, обсидианы, пемза и др.

Среди щелочно-липаритоидных формаций различаются натровые и калиевые. Натровые разности более распространены и охватывают большинство пород, относящихся к щелочно-липаритоидным формациям: липариты и кварцевые порфиры, фельзиты, субщелочные липариты, трахиты, фонолиты.

Калиевые формации характеризуются дополнительным появлением субщелочных ортофиров и щелочных лейцитовых эффузивных пород. В составе последних А. Н. Заварицкий, по данным химических анализов, намечал наличие переходов между лейцититами, лейцитифирами и лейцитовыми фонолитами. Кроме того они содержат ряд переходных разновидностей пород, образовавшихся в ходе развития родоначальной кислой магмы. Щелочные трахиты и их палеотипные эквиваленты являются аналогами калиевых щелочных гранитов. Эти формации распространены намного меньше, чем обычные липаритоидные, но тесно сопряжены с ними во всех провинциях, кроме океанических (периферийно-океанических и срединноокеанических). В последних щелочно-липаритоидные формации связаны с субвулканическими дайково-жерловинными щелочно-липаритоидными, а также с базальтоидными.

Наземная и подводная трахит-фонолитовые формации (фонолитовая формация, по В. Г. Лазаренкову и др.) сложены обычными липаритоидными породами кислого и среднего состава, включающими липариты, а также щелочными трахитами и фонолитами. Сопровождаются субвулканической формацией близкого состава. Представлены в Индийском океане (о. Кергулен), на Срединно-Атлантическом рифтовом хребте (о-ва Азорские, Св. Елены, Вознесения), в островных дугах (о. Тимор), в ядерных геосинклинальных зонах в Охотско-Чаунском вулканогенном поясе, в форланде Альпийского орогена. Наибольшего распространения достигают в рифтовых поясах. Например, миоценовая кенийская платофонолитовая формация занимает площадь 10 000 км². Объем ее оценивается от 25 до 50 тыс. км³, т. е. больше, чем у всех остальных фонолитов вместе взятых, и приблизительно равноценен

объему всех нефелиновых сиенитов разного возраста. Залегает она на докембрии, сформировалась позднее палеогеновых эфиопских траппов и сложена породами ряда трахит-щелочной трахит и др.

В наземной пантеллерит-комендитовой субщелочной формации (по В. Г. Лазаренкову) резко доминируют щелочные липариты (пантеллериты и комендиты), по среднему составу близкие к трахитам. В Восточно-Африканском рифтовом поясе после эоцен-олигоценовых щелочно-базальтоидных формаций (объемом 300 000 км³) и длительного перерыва и после нефелинит-карбонатитовой и миоценовой кенийской платофонолитовой формации образовалась плиоцен-плейстоценовая эфиопская наземная пантеллерит-комендитовая формация — самая крупная в мире (объем 75 000 км³). В Тибести она занимает площадь 100 000 км² (97 % пантеллериты и комендиты и 3 % трахнандезиты).

Глава 16

ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ И СТРАТИФОРМНЫЕ ФОРМАЦИИ

Пневматолито-гидротермальные формации (эманационные формации, по М. А. Усову; формации рудных метасоматитов, по Р. А. Мусину и др.) представляют собой естественно- исторические сообщества петрогенетически связанных сопряженных постмагматических горных пород, отложенных ювенильными (по Э. Зюссу, В. И. Вернадскому), пневматолитическими и гидротермальными растворами, т. е. впервые поднявшимися снизу нагретыми газообразными веществами и водными растворами газов и солей [23, 28]. Такое сообщество отвечает определенной единице глубинной геологической среды (т. е. фации), возникшей на той или иной ступени, стадии, этапе геологического развития данного участка. К их числу относятся постмагматические безрудные и рудные образования.

Ф. Дж. Тернер [39] писал об экспериментально доказанном резком отличии «между истинными магмами (силикатные расплавы с определенно ограниченным содержанием воды) и остаточными постмагматическими растворами (в основном вода с ограниченным содержанием кремнезема)».

В геологическую литературу издавна вошли термины «гидротермальные» образования, а позднее «пневматолитические» (предложен А. Е. Ферсманом в 1934 г.). В гидротермальных растворах всегда имеются газообразные вещества, и потому трудно обособить собственно гидротермальные и пневматолитические формации, что отмечали С. С. Смирнов в 1937 г. и А. Г. Бетехтин в 1947 г. Карбонатные жилы образуются из растворов, насыщенных углекислотой. Отложение серы и железа в виде сульфидов, или же кислородных соединений — гематита, барита, по данным А. Г. Бе-

техтина, зависит от режима кислорода в растворе и т. д. Граница между гидротермальными и пневматолитическими образованиями теряется при надкритическом состоянии воды.

Рудные формации

Пневматолито-гидротермальные формации изучались главным образом в связи с изучением руд, которые долгое время извлекались преимущественно из таких формаций.

Попытки расчленения рудных жильных формаций были начаты еще в XVIII в. В немецкой литературе впервые было сформулировано понятие о рудных формациях, выделенных по минеральному парагенезису в классификациях рудных месторождений Штелцнера-Бекля, Бека. Таким путем шли исследования рудных формаций и позднее.

Довольно значительное распространение получил такой подход, когда каждая рудная формация характеризуется свойственным ей парагенезисом минералов и химических элементов. На первый взгляд кажется, что такой критерий выделения рудных формаций не соответствует обычному пониманию формаций. Ведь формация, в первую очередь, представляет собой сообщество горных пород. Однако каждое сообщество минералов, каждый их парагенезис в любой рудной или безрудной пневматолито-гидротермальной жиле возникает как результат наложения друг на друга нескольких последовательных фаз развития данного процесса. При этом каждая разновременная фаза оставляет в рудной или безрудной жиле свою генерацию минералов, которая представляет сообщество минералов, генетически связанных друг с другом, и поэтому отвечает отдельной породе.

Например, в кварцевых жилах Кармазара первая генерация сложена сливным, часто метасоматическим кварцем с пиритом, вторая — длиннопризматическим кварцем с вольфрамитом, третья — шестоватым кварцем с халькопиритом, пиритом, арсениопиритом и др. Каждая генерация образует отдельные прожилки, последовательно секущие друг друга. Необходимо выяснить генетические предпосылки, которые повлекли их образование и обособление друг от друга.

Необходимость генетического к ним подхода и недостаточность эмпирического понимания рудных месторождений была высказана еще К. И. Богдановичем в 1912 г.; С. С. Смирнов, О. Д. Левицкий и др. под рудной формацией также понимают группы месторождений, отличающихся от других групп не только устойчивой ассоциацией минералов и химических элементов, но и геологическими условиями образования. Примером является выделенная С. С. Смирновым кварц-касситеритовая формация с щелочными полевыми шпатами, мусковитом, лепидолитом, топазами и сопряженная с кислыми и ультракислыми гранитоидными интрузиями.

В. А. Обручев, М. А. Усов еще в 1931—1935 гг. отмечали, что руды должны делиться на такие главные группы, как горные по-

роды. П. Нигги считал, что рудные формации аналогичны петрографическим образованиям, тесно связаны с ними и должны изучаться с таких же позиций.

Безрудные формации

С рудными пневматолито-гидротермальными формациями тесно сопряжены безрудные, которые распространены гораздо шире в земной коре. Так, например, в ультраосновных формациях залегают зоны серпентинизации, а в основных формациях — зоны карбонатизации, пиритизации, в кислых — зоны пропилитизации, алуинитизации и др., сопровождающиеся теми или иными рудопроявлениями.

Вещественный состав таких формаций указывает на то, что при их отложении активную роль играли не только жидкая вода, но и газообразные вещества: водяные пары, углекислота, сероводороды и др. Безрудные пневматолито-гидротермальные формации особенно тесно связаны с теми или иными магматическими; например, серпентинизированные и оталькованные — с ультрабазитовыми, карбонатизированные — с базитовыми, пропилитизированные — с ацидитовыми формациями.

В целом подобные безрудные пневматолито-гидротермальные образования обладают гораздо большим объемом и массой, чем рудные. Они нередко сопутствуют рудным, что отмечал еще В. Л. Линдгрэн в 1925—1935 гг. и др. За тонкими проводниками, например, трещинных грейзенизированных зон глубже могут появиться их раздувы, обогащенные рудными минералами, в частности, касситеритом.

Морфологические особенности

Среди рудных пневматолито-гидротермальных формаций (рис. 43) и безрудных выделяются не только конкреционные, связанные с заполнением трещин и иных пустот, образующих зачастую довольно сложные системы, но и возникающие благодаря метасоматозу. Под метасоматозом В. М. Гольдшmidt понимает такой процесс, «при котором к породе привносится вещество, причем обогащение привнесенным веществом происходит путем химических реакций, в которых принимают участие как первоначальный, так и вновь привнесенный минерал». При этом метасоматоз происходит без существенного изменения объема замещающихся горных пород.

В связи с этим среди пневматолито-гидротермальных формаций по способу выполнения занимаемого ими пространства различаются три главных морфогенетических типа.

1. Конкреционный, или жильный (рис. 44, а). При образовании формаций преобладает заполнение трещинных пустот веще-

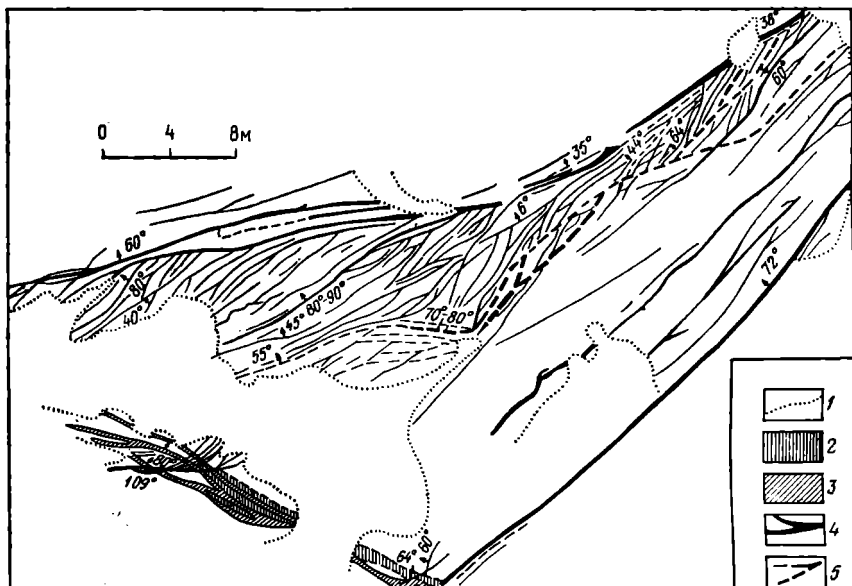


Рис. 43. Пневматолито-гидротермальные кварцевая и баритовая формации. Вольфрамовая жила, структура «конского хвоста» (левый борт сая Шамал-котан, Карамазар). По В. И. Попову:

1 — граница наносов и гранит-порфиров; 2 — зоны метасоматического окварцевания; прожилки кварца; 3 — I генерации; 4 — II генерации; 5 — прожилки барита

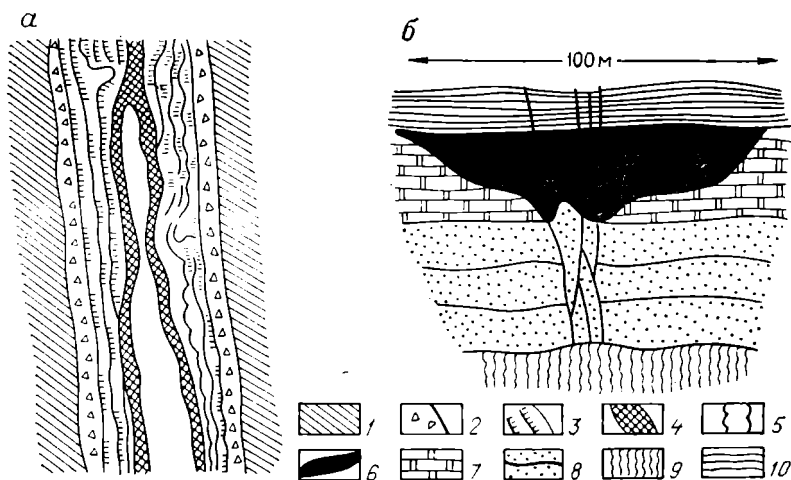


Рис. 44. Формы отложения пневматолито-гидротермальных формаций:

а — конкреционная (жильно-трещинная) схема строения жилы Калангуйского месторождения (по П. М. Татаринovu и др.); б — метасоматическая, Дакота, США (по Х. М. Абдуллаеву). 1 — боковые породы; 2 — брекчии с флюоритовым цементом; 3 — почковидные агрегаты флюорита; 4 — сферолитовые агрегаты марказита и пирита; 5 — подводящие кварцевые жилы; 6 — породы, избирательно замещенные кварцем; 7 — кембрийские доломиты; 8 — кварциты; 9 — метаморфические сланцы; 10 — экранирующие сланцы

ством, отложенным из растворов (например, кварцевые, карбонатные и другие жилы), сопровождаемое лишь подчиненными околожильными метасоматическими образованиями. Последние возникают в залъбандах жил и представляют пневматолито-гидротермально измененные вмещающие породы. Состав таких измененных пород отличен от состава самих жил (например, полосы гранитоидов и эффузивов, подвергшихся серицитизации, с одной или обеих сторон).

2. Жильно-метасоматический, сходный с предыдущим (рис. 44, б). Формации, однако, отличаются морфологически, так как представляют жилообразное заполнение занятого ими пространства, будучи связанными или с заполнением трещин, или с метасоматозом боковых пород вдоль таких трещин.

3. Секреционный, или массивно-метасоматический. Пневматолито-гидротермальные образования целиком или почти целиком возникли путем метасоматического замещения вмещающих пород веществом, привнесенным в виде ювенильных пневматолито-гидротермальных растворов. Эти образования более или менее равномерно занимают все выполняемое ими пространство. Они и сопутствующие им метасоматиты могут заполнять отдельные подводящие трещины, а также отходящие от них прожилки: непрерывные, ветвистые, сетчатые (штокверковые) или прерывистые.

Сопряженность с магматическими формациями

Нередко пневматолито-гидротермальные формации тесно связаны с магматическими. Это отмечали М. А. Усов, В. Линдгрэн, В. Эммонс, Б. Н. Наследов, Ю. А. Билибин и последователи его металлогенической школы. При этом подчеркивалось, что определенные типы пневматолито-гидротермальных формаций обычно сопряжены во времени и пространстве с предшествующими им магматическими формациями — интрузивными или эффузивными, и потому они часто называются постмагматическими (рис. 45).

Раньше пневматолито-гидротермальные формации считались сопряженными только с интрузивными и чаще всего с гранитоидными образованиями. Позднее стали связывать их с габброидными и перидотитовидными формациями. Руководствуясь этим, далее выделяются три петрогенетических ряда пневматолито-гидротермальных формаций: 1) постультрабазитовый, 2) постбазитовый, 3) постацититовый.

При этом рудные пневматолито-гидротермальные формации нередко различаются друг от друга по своему вещественному составу и геохимическим особенностям в зависимости от их связи с интрузивными породами разного состава (рис. 46). Так, давно подмечена нередко проявляющаяся зависимость концентраций олова, молибдена, вольфрама с ацититовыми формациями; титана, железа, меди — с базитовыми; хрома и платиноидов — с ультрабазитовыми.

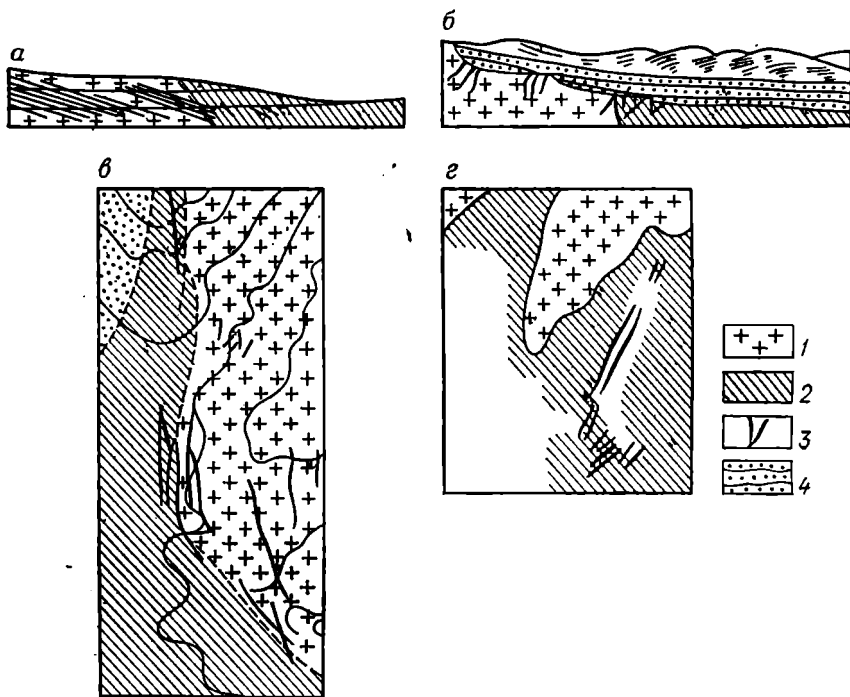


Рис. 45. Зональное расположение постгранитоидных пневматолито-гидротермальных формаций относительно контактов гранитоидного интрузива. По Х. М. Абдуллаеву.

Месторождения интрузивной зоны: а — кварц-грейзеновая формация с оловом, Циннвальд (Рудные горы); б — кварц-касситеритовая (п-ов Малакка); в — кварц-золоторудная формация (месторождения околоинтрузивной зоны); г — сульфидно-оловянная формация Беатрис-Майн (п-ов Малакка). 1 — гранитоиды; 2 — вмещающие их формации разного состава; 3 — пневматолито-гидротермальные жилы; 4 — наносы

Во всех трех рядах пневматолито-гидротермальных формаций наиболее распространены алюмосиликатные их разновидности, а также карбонатизированные и карбонатные; реже встречаются силицитовые и сульфидные; последние ближе к поверхности иногда замещаются железорудными гематитовыми или баритовыми; иногда выделяются флюоритовые и др.

Практически все эффузивные формации также несут отчетливые следы воздействия на них пневматолито-гидротермальных процессов, в том числе рудных, причем последние проявляются в них нередко вне какой-либо зависимости от близости или удаленности интрузивов. Это наблюдается в ряде вулканогенных молодых и современных формаций, например, в базальтоидных формациях вулканических островных дуг. Вдали от каких-либо интрузивов испытали интенсивные пневматолито-гидротермальные изменения мощные спилит-кератофировые формации междуудерных зон. Такая же тесная и повсеместная сопряженность наблю-

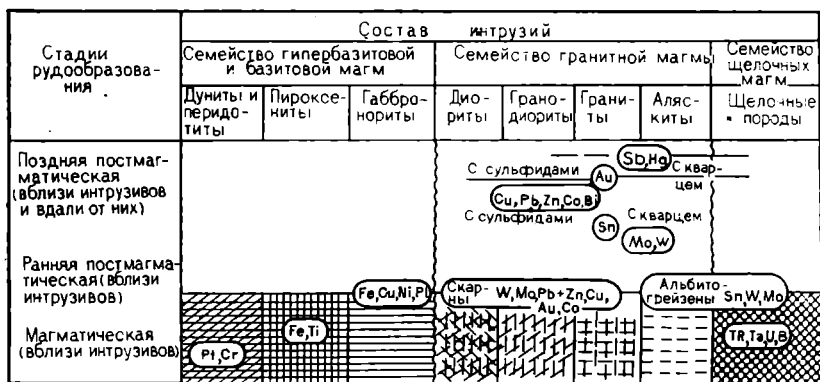


Рис. 46. Схема связи рудных месторождений с интрузивными породами разного состава. По В. И. Смирнову

дается между обширными полями пропилитизации и базальт-андезитовыми или липарит-андезитовыми формациями, серицитизированными и альбитизированным липаритовыми и т. д.

Поэтому нет никаких оснований считать, что пневматолитические гидротермы извергались из глубин Земли только во время и после интрузий магмы и прекратили свое действие во время и после ее эффузий. Кроме того нужно учесть кратковременность интрузивных фаз и, напротив, большую длительность вулканических извержений, охватывающих нередко целые эпохи. Известно, что современная вулканическая деятельность повсеместно сопровождается извержениями так называемых поствулканических газов и термальных источников, которые фактически оказываются синхронными с эффузиями, но продолжаются и после застывания лавы.

А. Н. Заварицкий в 1937 г. писал о «связи эффузивных магматических месторождений Салаира с вулканическими формациями». П. М. Татаринев и др. [22] в последние десятилетия пришли к выводу, что с эффузивами сопряжено образование ряда рудных месторождений. Связь пневматолито-гидротермальных формаций с магматическими объясняется следующим образом:

1. Одни исследователи (А. Г. Бетехтин в 1953 г.) допускают генетическую связь пневматолитических гидротерм с магмой и ее производными и даже называют их «магматогенными», полагая, что она при застывании отщепляет пневматолитические гидротермы. Этой гипотезой чаще всего объясняется зональное расположение руд вблизи гранитоидных тел. Об этом писали Эммонс в 1917 г., Б. Н. Наследов в 1968 г., Х. М. Абдуллаев в 1950 г. Последний, исходя из идеи о генетической связи пневматолито-гидротермальных жил с гранитоидными интрузиями, расположил месторождения по зонам относительно контактов интрузий. Эту же идею он применил к трактовке скарновых месторождений. Внутриин-

трузивные образования были названы «автоскарновыми», а около-интрузивные — «скарновыми». Эта гипотеза вызывает ряд возражений.

2. Другие исследователи (В. И. Попов и др.) признают только парагенетическую связь, т. е. пространственную и временную сопряженность магматических и пневматолито-гидротермальных формаций между собой, обусловленную одними и теми же путями их распространения в земной коре [23]. При этом отмечается, что магмаобразование обычно происходит в земной коре или же в верхах мантии, в то время как глубинная дегазация, приводящая к обособлению пневматолитических гидротерм, может происходить еще на более значительных глубинах.

По расчетам А. П. Виноградова, глубинная дегазация и связанная с нею миграция химических элементов, в том числе рудных, охватывает всю толщу литосферы до глубины 700 км, а миграция радиоактивных элементов даже до глубины порядка 1000 км.

3. Третьи допускают как парагенетическую связь, так и генетическую между магматическими и пневматолито-гидротермальными формациями. П. М. Татаринов писал: «Как неоднократно указывал Ю. А. Билибин, каждому интрузивному комплексу отвечает специфический рудный комплекс. Установление генетической и парагенетической связи рудных месторождений с тем или иным магматическим комплексом является одной из важнейших задач металлогенических исследований».

Авторы не могут останавливаться на этой сложной проблеме, отсылая интересующихся к специальным металлогеническим исследованиям. Предпочтение, оказываемое авторами гипотезе о преимущественной парагенетической связи пневматолито-гидротермальных формаций с магматическими, обусловлено, в частности, такими соображениями: 1) быстро застывавшие эффузивные формации не создают условий для дифференциации типов сопряженных с ними месторождений; 2) с батолито-штоковыми гранитоидными формациями, несмотря на их большие размеры и богатство их гидроксильными минералами, сопряжена лишь малая часть месторождений, главным образом относящихся к скарновому и грейзеновому типам; 3) более часто наблюдается сопряженность таких месторождений с малыми гранитоидными (рис. 47), а также габброидными и другими интрузиями; однако гипотеза генетической связи не может объяснить, почему объем таких пневматолито-гидротермальных залежей иногда сопоставим с объемом самих интрузивных тел; 4) кроме того последние нередко «отсекаются» от сопутствующих им месторождений гранопорфировыми, порфировыми (рис. 48) и габбро-диабазовыми дайками, которые имеют еще меньший объем. Поэтому авторы склонны согласиться с исследователями, которые допускают, что пневматолито-гидротермальные растворы, вследствие гораздо большей их подвижности по сравнению с магматическими, могут независимо от последних возникать и передвигаться в глубинах литосферы, хотя

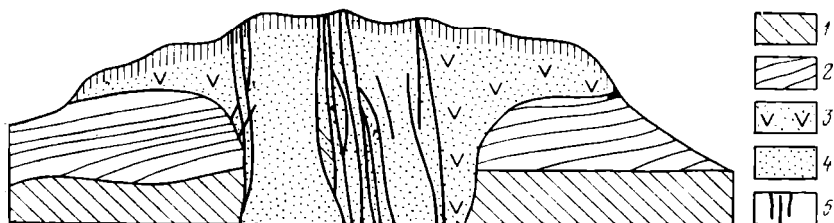


Рис. 47. Парагенетическая связь оруденения с малой интрузией. Постриолитоидная кварц-золоторудная (теллуристая) формация. По М. А. Усову:
1 — филлиты; 2 — палеоген-неогеновые отложения; 3 — дациты; 4 — пропилиты; 5 — рудные жилы

движутся вдоль одних и тех же нарушений или ослабленных зон, способствуя отложению и накоплению некоторых руд.

Независимо от исхода дискуссии по этой проблеме, следует уже теперь использовать отмеченную выше сопряженность различных пневматолито-гидротермальных формаций с теми или иными петрогенетическими рядами магматических формаций и их фациально обусловленными семействами.

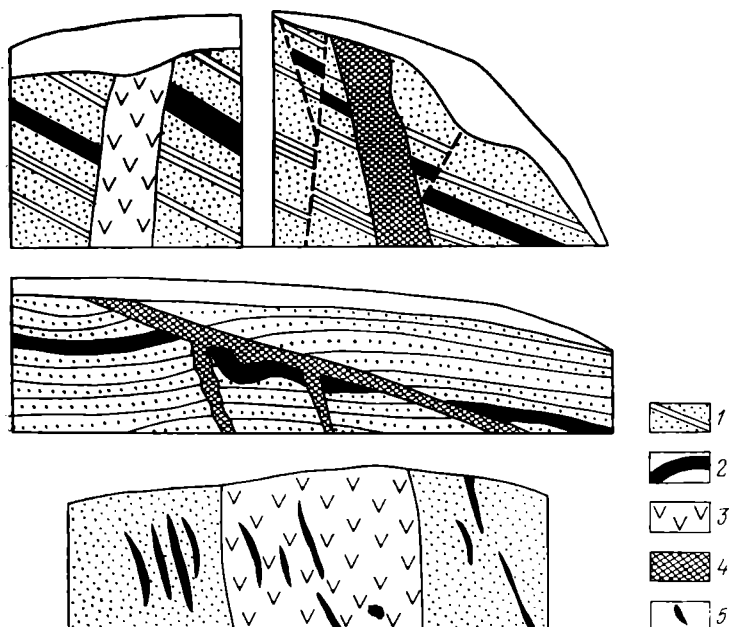


Рис. 48. Взаимоотношение рудных жил допорфирового и послепорфирового этапов на Имтаджинском месторождении. По М. М. Константинову:

1 — осадочные породы; 2 — пластообразные жилы нижнемеловой (?) постбатолитовой постгранитоидной (домалоинтрузивной) полиметаллической формации; 3 — дайка интрузивного порфира; 4 — жилы с постмалоинтрузивной сульфидно-касситеритовой формацией; 5 — прожилки сульфидно-касситеритовой формации в песчаниках и в дайке интрузивно-порфировой формации

Петрогенетические ряды пневматолито-гидротермальных формаций различаются авторами по их сопряженности с теми или иными петрогенетическими рядами магматических формаций: 1) постультрабазитовый ряд пневматолито-гидротермальных формаций — с рядом ультраосновных формаций (ультрабазитовых и щелочно-ультрабазитовых); 2) постбазитовый ряд — с рядом основных формаций (базитовых и щелочно-базитовых); 3) постацитидитовый ряд — с рядом кислых формаций (ацидитовых и щелочно-ацидитовых).

Фации

Фации пневматолито-гидротермальных формаций отвечают подразделениям той среды, в которой они образуются. Отсюда вытекает разделение пневматолито-гидротермальных формаций по глубинным зонам, отвечающим снижению температуры образовавших их пневматолито-гидротермальных растворов и, в общем, согласующимся с фациями глубинности в целом.

Подобные подразделения были предложены В. Эммонсом и В. Линдгреном. При этом различаются такие фациальные подразделения: 1) наиболее глубинные или гипотермальные рудные формации; 2) среднеглубинные или мезотермальные; 3) малоглубинные или эпитеермальные. А. Грейтон добавил сюда лептотермальные, характеризуемые сближением и наложением друг на друга продуктов различных температурных фаций. Это явление называется их «телескопированием».

Так, в Кармазаре в одних и тех же участках можно наблюдать телескопирование пневматолито-гидротермальных образований, отвечающих различным зонам; например, сначала тут образовались гипотермальные, затем наложенные на них мезотермальные и, наконец, эпитеермальные генерации. Смена гипотермальных, мезотермальных и эпитеермальных минеральных ассоциаций определялась не изменением глубины их образования, а сменой последовательных фаз образования «телескопически» наложенных друг на друга пневматолито-гидротермальных формаций, различающихся друг от друга по температуре откладывавших их растворов.

Поэтому среди пневматолито-гидротермальных формаций по глубине их образования, по предложению М. А. Усова, следует различать такие же фации, как в сопряженных с ними магматических.

1. Постэффузивные пневматолито-гидротермальные фации сопряжены с эффузивными магматическими формациями. Постинтрузивные сопряжены с интрузивными.

2. Постгипабиссальные пневматолито-гидротермальные фации сопряжены с гипабиссальными интрузивными.

3. Между гипабиссальной и абиссальной фациями пневматолитических и гидротермальных формаций иногда может быть выделена переходная постмезоабиссальная фация, отвечающая средним глубинам (в сущности, ей соответствует «абиссальная фация».

в понимании М. А. Усова). Она сопряжена с мезоабиссальными интрузивными формациями. Более типична для междуядерных геосинклинальных зон.

4. Собственно постабиссальная фация должна была бы быть сопряженной с абиссальным магматизмом. Однако известно, что с абиссальными магматическими формациями практически не связаны какие-либо рудные месторождения, и даже пегматитовые жилы на соответствующих им глубинах почти безрудны.

С. С. Смирнов в 1955 г. писал: «... вряд ли может быть спорен тот тезис, что определенным магматическим комплексам (т. е. формациям) отвечают и определенные комплексы минеральных месторождений. Более того, есть серьезные основания утверждать, что наблюдается значительное совпадение фаций глубинности магматических пород и ассоциированных с ними рудопроявлений». В свете таких установок он объясняет различия, наблюдаемые в распространении меди и олова в разных зонах установленного им Тихоокеанского рудного пояса.

Представители школы Д. С. Коржинского, в частности В. А. Жариков, распространили фациальный принцип классификации на разделение не только жильных эманационных месторождений, но также метасоматических и контактовых (точнее, контактово-метасоматических).

Внутри главных фациальных подразделений пневматолито-гидротермальных формаций иногда выделяются дополнительные фациальные зоны. Например, зоны вторичных кварцитов (алунитовая, пиррофиллитовая, андалузитовая и др.), выделявшиеся Н. И. Наковником, относятся к числу более мелких подразделений, т. е. субформаций.

Катагенетические изменения

В отличие от других типов формаций, в пневматолито-гидротермальных до последнего времени не отмечались наложенные явления, какие можно было бы отнести к катагенезу. Однако трудно было бы допустить, чтобы они оставались неизменными на протяжении многих десятков и сотен миллионов лет, истекших со времени их образования и до начала последующих проявлений в них процессов метаморфизма или выветривания. В связи с этим А. С. Уклонский в 1955—1957 гг. развил свою идею о «перемещенных минералах». Он подчеркивал, что «любое месторождение с момента своего образования и до разрушения продолжает развиваться... продолжают перемещения минералов вместе с растворяющими их водами». Очевидно, перемещенные минералы являются минералами катагенетическими. Они имеют следующие признаки: 1) наличие необычайных сочетаний силикатов свинца, цинка, марганца, сурьмы и висмута, а также соединений с натрием, бериллием и сурьмой, соединений железа и сурьмы или минералов сурьмы и тантала и др.; 2) образование алюмосиликатов,

содержащих в боковых цепях серу или сульфаты, хлориды или карбонаты (содалит, гельвин, скаполит, канкринит) и иные соединения и др.

Классификация

Было предложено много различных классификаций пневматолито-гидротермальных формаций, которые включают как безрудные, так и рудные разновидности. Главнейшие были предложены: К. И. Богдановичем в 1912—1913 гг., В. Линдгреном в 1917 г., В. А. Обручевым в 1934 г., М. А. Усовым в 1931—1933 гг., Ю. А. Билибиным в 1955 г. и другими [7, 22] (см. гл. 7).

В них используются разные принципы классификации, совмещение которых иногда носит сложный характер. Не было разработано общепризнанных критериев.

Из сказанного видно, что можно выделять семейства пневматолито-гидротермальных формаций, аналогичные фациально-петрогенетическим семействам сопряженных с ними магматических формаций (см. гл. 13).

Таким образом, среди семейств постмагматических пневматолито-гидротермальных формаций можно различать, во-первых, постинтрузивные (постперидотитоидные, постабброидные, постгранитоидные) и, во-вторых, постэффузивные (объединенные с постсубвулканическими и послемалоинтрузивными), в том числе: постокееанитоидные, постбазальтоидные, постлипаритоидные. К ним добавляются несопряженные с магматическими (т. е. телетермальные), а также стратиформные, главным образом сингенетично-эпигенетические осадочные (табл. 19).

При этом, с целью некоторого упрощения и сокращения, авторами от пневматолито-гидротермальных формаций, сопряженных с нормальными ветвями магматических петрогенетических рядов, не обособляются сопряженные с малораспространенными щелочными.

Фациально-петрогенетический принцип, на основании которого разделены семейства пневматолито-гидротермальных формаций в табл. 19, начинает применяться и другими исследователями (Ю. В. Казизыным, В. И. Рехарским, В. А. Жариковым и др. [7]). При этом они также на первый план выдвигают: во-первых, деление формаций, сопряженных с ультраосновными и основными магматогенными формациями (также с их щелочными производными) с кислыми; во-вторых, расчленение фаций глубинности этих формаций, иногда маркируемое по температурным условиям пневматолито-гидротермального процесса.

В каждом семействе (см. табл. 19) указаны также относящиеся к нему главные формации (по В. А. Жарикову, Д. В. Рундквисту и др. [7]). Каждая такая формация представляет сообщество генетически связанных и зонально сопряженных друг с

**Классификация семейств пневматолито-гидротермальных
и стратиформных формаций**

Сопряженные с главными магматичес- кими фациями	Сопряженные с магматическими петрогенетическими рядами			Несопряженные
	с ультрабазитовым	с базитовым	с ацидитовым	
С интрузивными	Семейство постперидотитовидных формаций: уралитовая, серпентинитовая, тальк-карбонатная, колчеданная, карбонатитовая	Семейство постгабброидных формаций: скарновая, уралитовая (амфибол-хлоритовая)	Семейство постгранитоидных формаций: кварц-силлиманит-мусковитовая, скарновая, грейзеновая, высокотемпературная аргиллизитовая	Семейство телетермальных формаций: джакспероидная, кварц-флюорит-карбонатная, аргиллизитовая, сублимационная
С эффузивными	Семейство постокеанитовидных формаций: карбонатизированная	Семейство постбазальтоидных формаций: карбонатизированная, мандельштейновая, гумбитовая, листовенитовая, колчеданная	Семейство постлипаритоидных формаций: турмалин-хлоритовая, гумбитовая (кварц-калишпат-серичитовая), березитовая, колчеданная, вторично-кварцитовая, пропилитовая, аргиллизитовая	Семейство стратиформных, в том числе сингенетично-эпигенетических осадочных формаций: интрамолаассовые, интрашляровые, интрасилицитовые (черносланцевая и др.), интракарбонатные, интрагалогенные

другом пород, характеризующихся парагенезисом слагающих их минералов *. Выделение таких формаций довольно согласованно выдвигают сейчас на первый план ряд исследователей при расчленении типов пневматолито-гидротермальных формаций.

При таком подходе особенно подчеркивается роль метасоматических изменений вмещающих пород в образовании пневматолито-гидротермальных формаций **. Однако при этом нередко отступает на второй план и не учитывается, фактически затушевывается, большое разнообразие разновидностей рудных субформа-

* Некоторые формации настолько значительны по своему объему (например, формация вторичных кварцитов, пропилитовая и др.), что они, возможно, заслуживают перевода их в ранг комплексов, но они пока не выделяются.

** При описании различных видов пневматолито-гидротермальных формаций дополнительно можно учитывать также их подвиды, связанные с различными стадиями развития земной коры [28].

ций, различающихся друг с другом по минеральным парагенезисам (например, кварцевая, кварц-карбонатная и др.), а также по характерным рудным компонентам, что имеет большое практическое значение. Между тем, именно с них началось изучение пневматолито-гидротермальных формаций.

До сих пор не предложена общепринятая их классификация. Так, А. А. Малахов и др. в 1966—1968 гг. выделили в Средней Азии свыше 200 типов минеральных и 54 типа рудных разновидностей, различающихся по господствующим рудным элементам и по генезису.

В. И. Поповым и А. И. Поповым предложена схема распределения пневматолито-гидротермальных формаций по стадиям развития земной коры.

А. Океанические стадии:

- постфиолитовая серпентинизированная;
- постбазальтоидная карбонатизированная, сульфидная.

Б. Окраинно-материковые стадии:

- островные дуги, прагеосинклинальная, геосинклинальная.

1. В верхних и средних этажах стратисферы (в покровах и цоколе материка):

а) в ядерных зонах — наиболее обильные, образуют микрозональные и азональные рудные поля с комплексными телескопированными месторождениями во вторичных кварцитах:

— порфировые руды с медью, молибденом, полиметаллами и др.;

— зоны пневматолито-гидротермальной алунитизации, каолинизации, хлоритизации, серицитизации и др.;

— продукты изменения основных эффузий — хлоритизированные, карбонатизированные, с опаловыми, карбонатными и другими мандельштейновыми образованиями;

б) в междуядерных зонах — макрозональные рудные поля с хорошо специализированными месторождениями.

II. В нижних этажах стратисферы (в кристаллическом фундаменте):

- почти отсутствуют.

В. Внутриконтинентальные стадии:

— постгеосинклинальная (в геосинклинальных поясах) главным образом постгранитоидные разных глубин, телетермальные и стратиформные формации;

— платформенная — пневматолитические гидротермы отсутствуют;

— постплатформенная — разнообразные постбазальтоидные телетермальные и стратиформные месторождения, особенно ртутно-сурьмяные.

Классификация и характеристики рудных и нерудных разновидностей пневматолито-гидротермальных формаций СССР, предложенные школой Ю. А. Билибина [22], были обобщены В. И. Поповым [28] и представлены в виде табл. 20. Далее охарактеризованы кратко лишь некоторые, наиболее распространенные типы стратиформных формаций, скорее всего имеющие осадочное сингенетично-эпигенетическое происхождение, а поэтому наиболее важные для литологов.

Семейство стратиформных формаций — частью удаленные, безинтрузивные формации (по данным Абдуллаева).

Интрамолассовая и интрашлировая рудоносные песчанисто-пелитовые формации наиболее часто встречаются в красноцветных молассовых и молассовидных формациях, реже переходят в смежные шлировые и шлировидные (например, в Южнотяньшанском меденосном поясе). Такие медные руды известны в Фергане, имеют промышленное значение в Джекказгане, Удокане и др. Кроме того местами промышленные рудоносные песчаники содержат уран, ванадий, кобальт (месторождения на плато Колорадо-Амброзия Лейк и пр.) и др. Часто эти формации связаны с непромышленными залежами болотно-озерных руд, из которых рудные элементы выщелачивались и затем концентрировались в смежных водопроводящих русловых песчаниках.

Характерны пластовая, линзо- и лентообразная формы рудных тел. Ю. В. Богданов считает, что в меденосных толщах рудные залежи располагаются кулисообразно с отчетливо выраженным возрастным скоплением в направлении от палеоподнятий. Он выделил два морфологических типа — джекказганский и любин-серошовицкий. Мощность многоярусных меденосных толщ месторождений джекказганского типа измеряется сотнями метров при площади в несколько десятков квадратных километров. Для другого типа характерны небольшие (до первых десятков метров) одно- или двухъярусные меденосные толщи при широком площадном распространении в несколько сотен квадратных километров.

Интрашлировая халцедоновая формация образует серию халцедоновых желваков в прибрежных пестроцветных мергельных отложениях карбона в хр. Каратау, где связана с нефтяными водами и имеет практическое значение, а также в мел-палеогеновых отложениях в Южной Фергане.

Интрасилицитовая черносланцевая рудоносная формация сложена батинальными черными углеродистыми и лидитовыми сланцами, содержащими пирит. Имеет большое практическое значение, так как содержит рудные залежи меди, ванадия, молибдена и фосфора (кембрий Каратау), вольфрама (Кызылкумы), золота, урана (Центральная Африка).

Интракарбонатная полиметаллическая (свинцово-цинковая) формация имеет разновидности: сфалерит-галенитовую, карбонат-свинцовую, карбонат-цинковую, палеотипную, кайнитипную, метасоматическую, жильную.

**Классификация важнейших рудных и нерудных разновидностей
пневматолито-гидротермальных и стратиформных формаций**

Семейства и комплексы формаций	Формации
<i>Ряд А. Постультрабазитовые пневматолито-гидротермальные формации (сопряженные с производными ультраосновной магмы)</i>	
Семейство постперидотитоидных (сопряженных с перидотитоидными и щелочно-перидотитоидными)	Асбестовая Тальк-карбонатная Карбонатитовая редкометальная Железорудная Сульфидная медь-никель-платиновая Посткимберлитовая
Комплекс постофиолитовых (сопряженных с офиолитовыми)	
Комплекс постпикритовых (сопряженных с пикритовыми, в частности с кимберлитовыми)	
<i>Ряд Б. Постбазитовые формации (пневматолито-гидротермальные, сопряженные с производными основной магмы)</i>	
Семейство постабброидных (сопряженных с габброидными и щелочно-габброидными)	Железорудная Медь-никелевая Железорудная Сульфидная
Комплекс постаббро-диабазовых (сопряженных с габбро-диабазовыми)	
Комплекс постаббровых (сопряженных с габбровыми и щелочно-габброидными)	
Комплекс постаббро-гранитоидных (сопряженных с габбро-гранитоидными)	Железорудная Сульфидная Скарново-магнетитовая Скарново-шеелитовая Кварц-золоторудная Кварц-молибденовая Кварц-медная Кварц-полиметаллическая Колчедан-полиметаллическая Колчедан-баритовая Колчедан-гематитовая Железо-марганцевая
Комплекс постабброидных постальбитофириновых и постспилит-кератофириновых (сопряженных с габброидными альбитофириновыми)	
Семейство постбазальтоидных (сопряженных с базальтоидными и щелочно-базальтоидными)	
Комплекс наземных и подводных постбазальтоидных (пневматолито-гидротермальных, сопряженных с наземными и подводными базальтоидными и щелочно-базальтоидными)	
	Мандельштейновая исландско-шпатовая Мандельштейновая самородномедная Железорудная Сульфидная Магнетитовая

Семейства и комплексы формаций	Формации
<i>Ряд В. Постацидитовые формации (пневматолито-гидротермальные, сопряженные с производными кислой магмы)</i>	
Семейство постгранитоидных (сопряженных с гранитоидными и щелочно-гранитоидными)	Скарново-магнетитовая Скарново-шеелитовая Скарново-мышьяковая Скарново-сульфидная медь-кобальтовая Скарново-золоторудная Сульфидно-касситеритовая Кварц-золоторудная Кварц-редкометальная Грейзеновая олово-вольфрамовая Скарново-магнетитовая Апатитовая Нефелиновая Криолитовая Флюорит-редкометальная Кварц-золото-редкометальная Кварц-редкометальная (кварц-касситеритовая и др.) Кварц-золоторудная Кварц-медная Вторично-кварцитовая, медь-молибден-золоторудная и др. Кварц-карбонатная смолковая Кварц-карбонатная многокомпонентная Кварц-висмутовая Кварц-карбонатная полиметаллическая Кварц-флюоритовая Баритовая полиметаллическая Халцедоновая Алунитизированная Приповерхностная кварц-золото-серебряная теллуристая
Комплекс постгранитоидных (сопряженных с батолито-штоковыми гранитоидными)	
Комплекс постщелочно-гранитоидных (сопряженных с щелочно-гранитоидными)	
Семейство постлипаритоидных и послемалонинтрузивных (сопряженных с липаритоидными и малонинтрузивными гранитоидными и интрузивно-порфировыми)	
Семейство телетермальных (пневматолито-гидротермальных, у которых не установлена их сопряженность с какими-либо типами магматических; частью эпигенетические осадочные)	
Комплекс телетермальных (удаленных от магматических)	Карбонат-полиметаллическая Флюорит-карбонат-баритовая Барит-витеритовая Ртуть-сурьмяная Реальгар-аурипигментная

Ряд Г. Удаленные формации (пневматолито-гидротермальные, несопряженные непосредственно с магматическими)

Семейства и комплексы формаций	Формации
Семейство стратиформных (нерасчлененных пневмато-гидротермальных и сингенетично-эпигенетических осадочных) Комплекс стратиформных	Интрамолассовая и интрашлировая рудоносные песчанниковые и пелитовые Интрашлировая халцедоновая Интракарбонатная полиметаллическая (свинцово-цинковая) Интеркарбонатная сидеритовая Интракарбонатная марганцевая Интракарбонатная магнетитовая Интракарбонатная серная Интракарбонатная и интрагалогенная целестиновая

Палеотипная разновидность свинцово-цинковых руд образует пластообразные залежи мощностью до нескольких десятков метров (рис. 49), трубы, жилы, приуроченные к определенным горизонтам в карбонатных формациях. От типичных пневмолито-гидротермальных формаций отличается более простым составом, а также нередко раздельным залеганием свинцовых и цинковых руд. Распространена в Западной Европе (Рейнские Сланцевые горы), в Средней Азии (горы Калкан-Ата, в Фергане, в горах Нуратау). Ритмичное расположение залежей свинцово-цинковых руд в среднедевонских известняках, их связь с застойными лагунными фациями, размыв отложенных здесь колломорфных тонкодисперсных свинцово-цинковых руд и нахождение их обломков в конгломератах, залегающих по границам между ритмическими сериями, а также наличие руд, переотложенных по нарушениям растворами, говорит об осадочном и эпигенетично-осадочном их образовании.

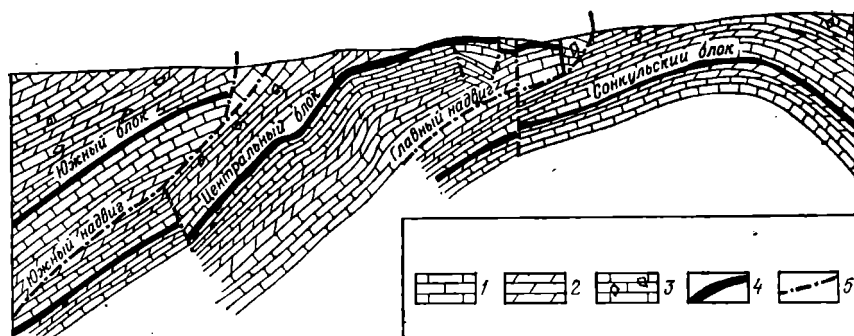


Рис. 49. Схематический разрез сингенетического стратиформного свинцово-цинкового месторождения. По В. И. Смирнову и др.:

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — брекчированные известняки; 4 — рудные тела; 5 — тектонические нарушения

Иногда можно говорить об эксгальационно-осадочном происхождении, так как они часто залегают над более древними раннедевонскими вулканами центрального типа и перемежаются с туфами. Этим рудам сопутствуют осадочный барит и флюорит.

Кайнотипная разновидность формации представлена кокардовыми рудами (с клейофаном) и вкрапленными (галенит) в сенонских известняках Дарваза. Крупные трубчатые и пластообразные залежи руд известны в бассейне р. Миссисипи.

Интракарбонатная железо-марганцево-(сидеритовая) формация образует протяженный Куньлунь-Памир-Афганский пояс, подчиненный ранне- и среднепалеозойским карбонатным формациям. Палеотипная разновидность ее известна на Урале, а также в Среднем Тянь-Шане. Содержит марганец, барит.

Интракарбонатная магнезитовая формация связана с позднедокембрийскими мраморами на Урале, в хр. Большой Хинган. Интракарбонатная серная формация залегает среди гипсов и доломитов в кровле нефтяных залежей в палеогене Ферганы, в юре юго-западных отрогов Гиссарского хребта, в шт. Техас (США). Имеет осадочное происхождение.

Интракарбонатная и интрагалогенная целестиновая формация наблюдается в палеогеновых известняках Султануиздага, в песчаниках и гипсах неогена Южно-Таджикской депрессии, верхнего мела Южной Ферганы и Кызылкумов и др. Целестины образуют желваки и желваковые цементы в неогене, часто связаны с нефтяным эпигенезом.

Глава 17

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Осадочной формацией называется естественно-историческое сообщество петрогенетически связанных осадочных горных пород, отвечающее определенной динамически обособленной единице физико-географической среды (т. е. фации), которая возникает на той или иной ступени, стадии, фазе геологической истории региона.

Осадочные формации представляют собой продукты взаимодействия твердой поверхности литосферы с атмосферой и гидросферой и возникают главным образом из продуктов разрушения ранее образовавшихся пород. В их состав иногда примешиваются ювенильные вещества, извергнутые на поверхность Земли в ходе одновременно происходивших вулканических (при этом возникают туфогенно-осадочные породы и формации), а также поствулканических пневматолито-гидротермальных процессов (в эксгальационно-осадочных формациях).

Все осадочные формации авторами подразделяются на четыре петрогенетических ряда, различающихся друг от друга по происхождению, составу, процессам дифференциации. Выделены следующие петрогенетические ряды: 1) алюмосиликатный (терригенные и вулканогенно-осадочные образования); 2) силицитовый; 3) карбонатный; 4) галогенный. В три последних ряда включаются осадочные и эксгальционно-осадочные формации.

Разделение этих рядов настолько очевидно, что они, полностью или по частям, выделяются большинством исследователей.

Осадочные фации

Большинство последователей школы В. В. Докучаева понимают фации как среду, в которой образуются горные породы и слагаемые ими формации.

Авторы понятие осадочные фации принимают в интерпретации Д. В. Наливкина [21], согласно которому они представляют единицы физико-географических ландшафтов, иначе говоря, единицы физико-географической среды. Все осадочные фации, в понимании авторов, — это динамически обособленные единицы геологической среды (ландшафты), в которых образуются те или иные формации и слагающие их породы.

Динамический фациальный анализ основан на том, что вся масса вещества, слагающая зону осадкообразования, вся поверхность планеты находятся в постоянном движении. Оно дифференцируется на отдельные осадочные потоки и отвечающие им осадочные динамические фации. Каждая такая фация обособляется от другой, благодаря тому что все слагающие ее массы — газообразные, жидкие, твердые — объединяются в единый поток одним характеризующим их способом движения, который отличается от характера движения масс в окружающих фациях.

Развивая такое понимание фации, авторы учли известный принцип расчленения «генетических типов» осадков (по А. П. Павлову), по существу являющихся «монодинамическими», и развили также расчленение более крупных «полидинамических» фациальных единиц.

Полидинамический фациальный анализ основан на том, что в любом участке планеты закономерно сочетается несколько элементарных монодинамических способов движения вещества, причем среди них всегда выделяется один ведущий способ, подчиняющий себе другие.

Поэтому при динамическом подходе учитывается разделение фациальных динамических единиц на: 1) крупнейшие полидинамические (главные ступени рельефа); 2) крупные (различные фациальные комплексы); 3) средние (полидинамические фациальные комплексы); 3) средние (полидинамические фациальные пояса и зоны); 4) мелкие (монодинамические и литогенетические ти-

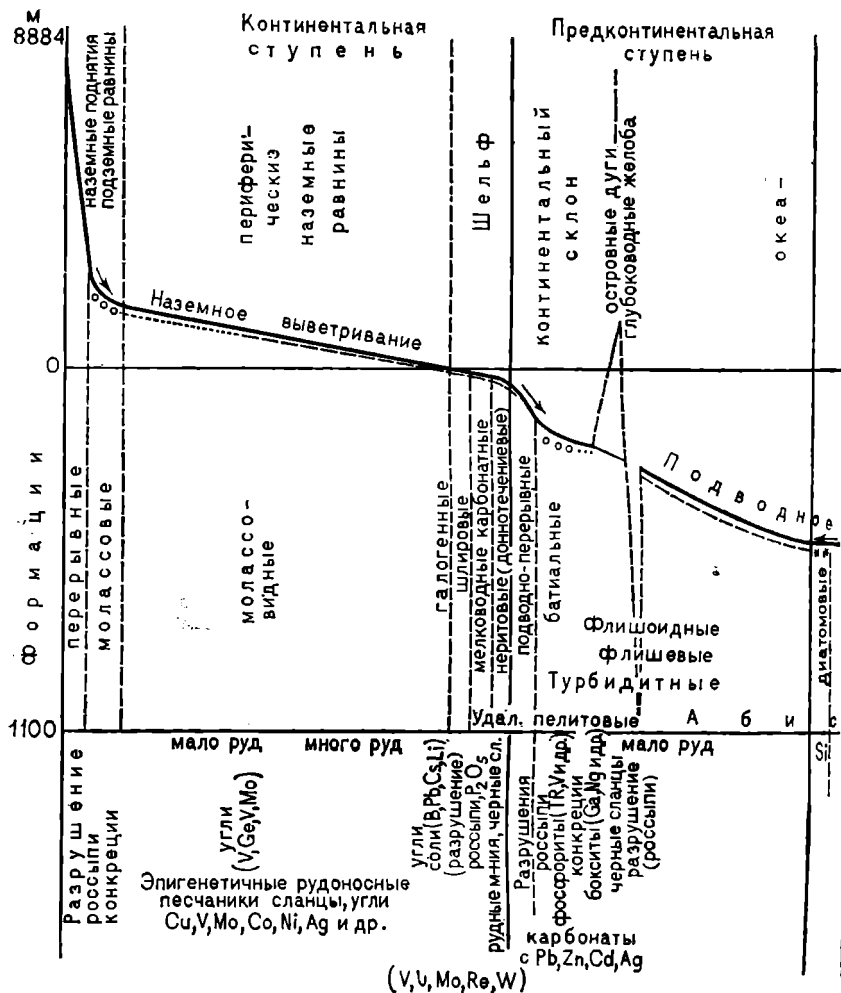
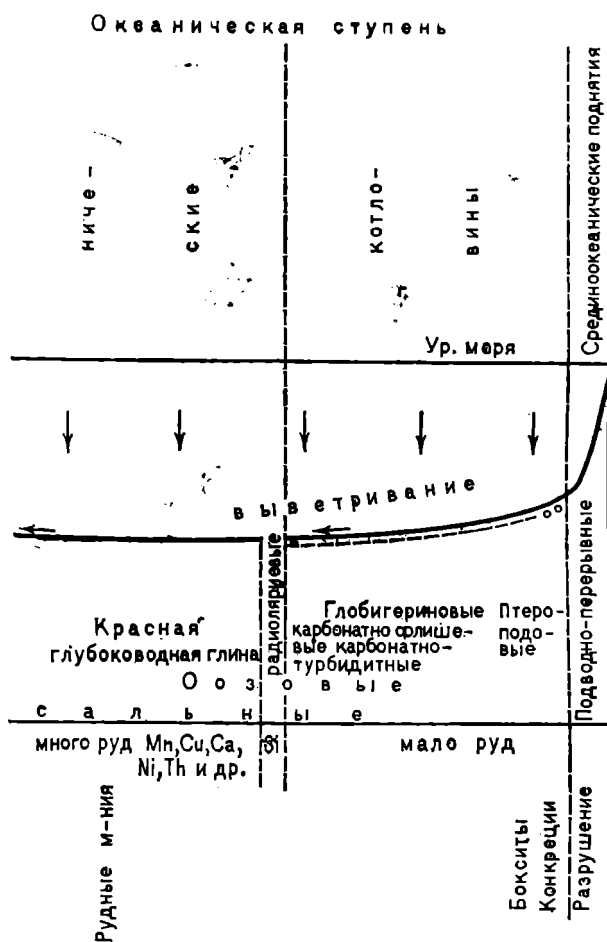


Рис. 50. Главные ступени рельефа поверхности Земли и некоторые связанные

пы осадков). Каждому из них соответствует и различный ранг формационных единиц.

1. Прежде всего динамическое разделение осадочных ландшафтов особенно наглядно сказывается в расчленении энергетически обособленных крупнейших ступеней рельефа поверхности Земли. В их обособлении друг от друга косвенным образом, через физико-географические условия, отражается разделение трех ступеней историко-геологического магматическо-тектонического развития земной коры, при смене которых последовательно сменяются три типа ее строения, а именно: кора океанического типа, окраинно-материкового и континентального. Таким образом,



с ними осадочные формации и полезные ископаемые. По В. И. Попову

в их расчленении отражается динамика магматическо-тектонических процессов развития литосферы.

Разделение этих ступеней рельефа показано на рис. 50, представляющем несколько видоизмененную гипсографическую кривую земной поверхности. Здесь выделяются три главные ступени, отвечающие трем главным энергетическим циклам образования осадочных формаций и связанных с ними экзогенных месторождений: 1) континентальная, охватывающая сушу и шельф до глубин 200—300 м, редко более; 2) предконтинентальная, включающая континентальные и островные склоны и их подножия, охваченные терригенным шлейфом, протягивается до осевой линии перифериче-

ских абиссальных океанических котловин; 3) океаническая, куда входят океанические хребты, валы и плато вместе с их склонами и прилегающими глубоководными котловинами, характеризующиеся пелагическим осадконакоплением. В начале каждой ступени, в пределах поднятий, энергия рельефа максимальная. Преобладает разрушение ложа движущихся масс, интеграция возникающих при этом осадков и их транзитный снос. Позднее, в связи с уменьшением уровня свободной энергии, на каждой ступени у подножий поднятий начинает преобладать отложение осадков и их дифференциация. При этом в начале области аккумуляции осадков откладываются наименее подвижные, а именно, наиболее грубые обломочные составные части. Вначале они еще слабо дифференцированы (например, в молассовых формациях континентальной ступени, в флишoidных — предконтинентальной), нередко лишены сингенетических руд. Зато они именно, вследствие малой дифференцированности, представляют собой благодатную почву для развития конкреций и сингенетично-эпигенетического оруденения. Далее от поднятий на каждой ступени появляются и постепенно начинают преобладать все более дифференцированные, все более подвижные пелитовые и пелитоморфные осадки разного состава, включая силицитовые, карбонатные и иные.

Образование формаций континентальной ступени обычно относится к постплатформенной, платформенной и постгеосинклинальной стадиям развития земной коры (см. гл. 8). Формации предконтинентальной и океанической ступеней рельефа относятся к более ранним стадиям: геосинклинальной, квазиплатформенной, прapлатформенной, прагеосинклинальной и др.

2. Ступени рельефа делятся на орогидрографические фациальные комплексы, которым отвечают семейства формаций.

Расчленение орогидрографических фациальных комплексов производится на основе развивающихся совместно: а) орографических фациальных комплексов, отражающих динамику твердых масс литосферы, приводящую к ее расчленению на поднятые и опущенные участки (равнины); б) гидрографических фациальных комплексов, отражающих динамику жидких масс гидросферы, приводящую к расчленению наземных (суша) и подводных (бассейны) участков.

Ниже показаны различные возможные сочетания орографических и гидрографических фациальных комплексов, каждое из которых образует отдельный орогидрографический фациальный комплекс.

В пределах каждой ступени рельефа по направлению уклона ее поверхности, в общем, сменяются: наземные поднятия — наземные равнины — подводные равнины — подводные поднятия.

Поэтому каждый орогидрографический комплекс охватывает один из естественно обособляющихся участков вогнутой кривой, отображающей рельеф каждой ступени. Всего выделяется таким образом одиннадцать орогидрографических фациальных комплексов.

Континентальная ступень. Фациальные комплексы: наземных поднятий, наземных равнин, центральных озер, прибрежных равнин, неритовых удаленных внутриконтинентальных равнин.

Предконтинентальная ступень. Фациальные комплексы: неритовых предконтинентальных поднятий, предконтинентальных и островных склонов, батиальных впадин, абиссальных предконтинентальных терригенных равнин.

Океаническая ступень. Фациальные комплексы: океанических поднятий, океанических пелагических равнин.

Орогидрографические фациальные комплексы дифференцируются на оротектонические фациальные комплексы, зависящие от типа динамики магматическо-тектонического режима, а именно: отвечающие или горообразовательной стадии (вместе с переходной) или равнинообразовательной (см. гл. 8).

Изменения историко-геологических и, в частности, тектонических условий влияют на развитие формаций лишь через посредство вызываемых ими фациальных изменений. Это подчеркивается в термине «оротектонические комплексы», в котором связываются в одно целое тектонический режим и орографические процессы.

Среди подводных гидрографических фациальных комплексов дополнительно выделяются еще подкомплексы, отвечающие бассейнам разного типа, в частности: а) центральные озерам, расположенным в больших бессточных понижениях внутри континентов; б) лагунам — бассейнам, по разным причинам обособившимся от открытого моря; в) морям открытого типа с неритовым и батиальным осадконакоплением; г) океанам. Осадки этих разных подкомплексов в значительной мере отличаются друг от друга. Интересные данные по фациальной характеристике глин и меловых отложений Ферганы получены Л. А. Зиндель (табл. 21).

Л. А. Гуляева считает, что содержание хлора в глинах может служить показателем гидрохимического режима бассейна, так как хлор почти не затрагивается процессами диагенеза и катагенеза, в то время как содержание других ионов при этом может резко изменяться. На основании большого количества анализов она пришла к следующим выводам. При содержании хлора, составляющем десятые доли процента, осадки откладывались в море и в соленоводных бассейнах. При содержании хлора, составляющем сотые и тысячные доли процента, осадки отложены в наземных аридных условиях.

3. Кукал предполагал довольно значительную разницу в условиях развития и в составе осадков, образующихся в закрытых (окраинно-материковых) и в открытых шельфовых морях.

Лагунные отложения образуются в отшнуровавшихся от открытого моря значительных по размерам участках морских бассейнов, характеризующихся поэтому аномальным солевым или газовым режимом по сравнению с нормальным морским. Это отражается на видовом составе организмов, обитающих в водоеме, химическом составе их скелета.

Фациальные признаки в составе минералов глин. По Л. А. Зиндель

Состав минеральных глин	Фации	Горизонт, район
Монтмориллонитовые с преобладанием натрия над кальцием и кальция над магнием	Морские глубоководные	Экзогировый, Кампыр-Рават
То же, с примесью гидрослюда	Морские мелко-водные	Экзогировый, Ириджен
Бентонитовые с гидрослюдой, такое же соотношение катионов	Морские прибрежные	Пестроцветный, Кызыл-Курган
Бентонитовые с гидрослюдой и каолинитом, кальций преобладает над натрием и натрий над магнием	Лагунные с небольшой концентрацией солей	То же
Монтмориллонитовые с гидрослюдой, редко — бейделлит, такое же соотношение катионов	Лагунные с большой концентрацией солей	Яловач, Суфи-Курган
Гидрослюдистые с бейделлитом и каолинитом, кальций преобладает над магнием и магний над натрием	Озерные и наземные	Калачинский, Кампыр-Рават
Гидрослюдистые с каолинитом, такое же соотношение катионов	То же	Кызыл-Пияль, Суганде
Гидрослюдисто-монтмориллонитовые, такое же соотношение катионов	» »	Яловач, Чарвак

Для лагунных отложений характерно резкое обеднение состава фауны, по сравнению с морскими, и преобладание остатков эвригалинных форм. Так, в опресненных лагунных водоемах органический мир часто характеризуется общим обилием особей, но оказывается бедным в видовом отношении. В соленых лагунах выживают только немногие (в видовом и в общем количественном отношении) моллюски, ракообразные, мшанки.

По Г. Л. Стадникову в работе 1957 г., в поглотительном комплексе морские осадки обогащены натрием, в опресненных бассейнах устанавливаются близкие содержания натрия и кальция и в пресноводных — способный к обмену кальций.

Если выразить содержание ионов в K (т. е. в мг экв/100 г породы), то в морских осадках отношение K_{Na}/K_{Ca} равно 7 и более, а $K_{Mg}/K_{Ca} > 3$. В солоноватоводных осадках K_{Na}/K_{Ca} до 2,5; K_{Mg}/K_{Ca} от 1 до 3. В пресноводных K_{Na}/K_{Ca} равно или менее 2,5; K_{Mg}/K_{Ca} равно или менее 1.

Данные о составе микроэлементов в осадках показывают ряд наглядных соотношений их с фациями. Давно замечено, что в морских осадках стронций преобладает над барием, а в наземных, наоборот, барий главенствует над стронцием.

В. И. Марченко в 1965 г. предложил использовать окисный коэффициент (отношение окислов трехвалентного железа к окислам двухвалентного) для расчленения фаций неокома в Копетдаге по глубине отложений (табл. 22).

Таблица 22

Окисный коэффициент (отношение окислов трехвалентного железа к окислам двухвалентного) в неокоме Копетдага для фаций, отложенных на разных глубинах. По В. И. Марченко

Фации разной глубинности	Окисный коэффициент	Преобладающая геохимическая обстановка при диагенезе осадков	Констатированные аутигенные минералы
Прибрежно-морские	От 2—10	Сильно окислительная и окислительная	Гидроокислы железа
Мелководные	1—2	Слабо окислительная	То же и глауконит
Открытого шельфа с развитием донных течений	Больше или меньше 1	От слабо окислительной до слабо восстановительной	Глауконит
Переходные от мелководных к умеренно-глубоководным (средняя зона шельфа):			
а) верхняя подзона	0,4—0,9	Слабо восстановительная	Глауконит, лептохлориты
б) нижняя подзона	0,3—0,9	То же и восстановительная	Лептохлориты, сидерит
Умеренно-глубоководные (низы шельфа)	0,2—0,4	Восстановительная	Сидерит, пирит
Глубоководные (батиальные) (ВП)	0—0,2	Сильно восстановительная	Пирит



Рис. 51. Разделение климатических фациальных комплексов в мезозое и кайнозое Средней Азии.

Комплексы: 1 — умеренноклиматический (серо-буроцветные толщи); 2 — сухо-жаркий (зелено-красноцветные); 3 — влажно-жаркий (темно-пестроцветные); 4 — несогласия. Этапы: I — рэт — среднеюрский влажно-жаркий, II — позднеюрско-неокомский сухо-жаркий, III — апт-сеноманский влажно-теплый; IV — турон-миоценовый сухо-теплый; V — плиоценовый, характеризующийся чередованием сухо-теплых и сухо-прохладных фаз, VI — четвертичный влажно-прохладный.

В пределах отдельных ступеней рельефа и их орографических комплексов проявляются климатические фациальные комплексы. В их разделении отражается динамика воздушных масс атмосферы (рис. 51).

Особенности климатически обусловленных видов формаций отмечены еще Баррелом в 1908 г.; детально рассмотрены Н. М. Страховым в 1956 г., выделившим три их типа.

Авторы [30] выделяют четыре климатических типа

формаций, наглядно различающихся окраской своих наземных и частично прибрежных осадков. Это позволяет различать такие формации: а) холодноклиматические (ледовые) сероцветные; б) умеренноклиматические серо-буроцветные (с гипсом и солями или без них); в) сухо-жаркоклиматические (субтропические и тропические) зелено-красноцветные (с рудоносными песчаниками, с карбонатами, иногда с гипсом и солями или без них); г) влажно-жаркоклиматические (субтропические и тропические), темно-пестроцветные (угленосные, с железными рудами и бокситами).

Наиболее четко различаются формации и субформации (фациальные пояса) теплых климатов (рис. 52), с одной стороны, и холодного (ледового) (рис. 53) — с другой. Это отражается также на развитии фациальных поясов, свойственных разным климатам.

В двойных названиях окрасок климатически различающихся формаций на первом месте становятся характеристики цвета гидроморфных пород, т. е. отложенных в понижениях (в болотах и в водоемах), а на втором — цвета аэроморфных (на покатостях суши и у берегов водоемов). Буроцветные, красноцветные и пестро-

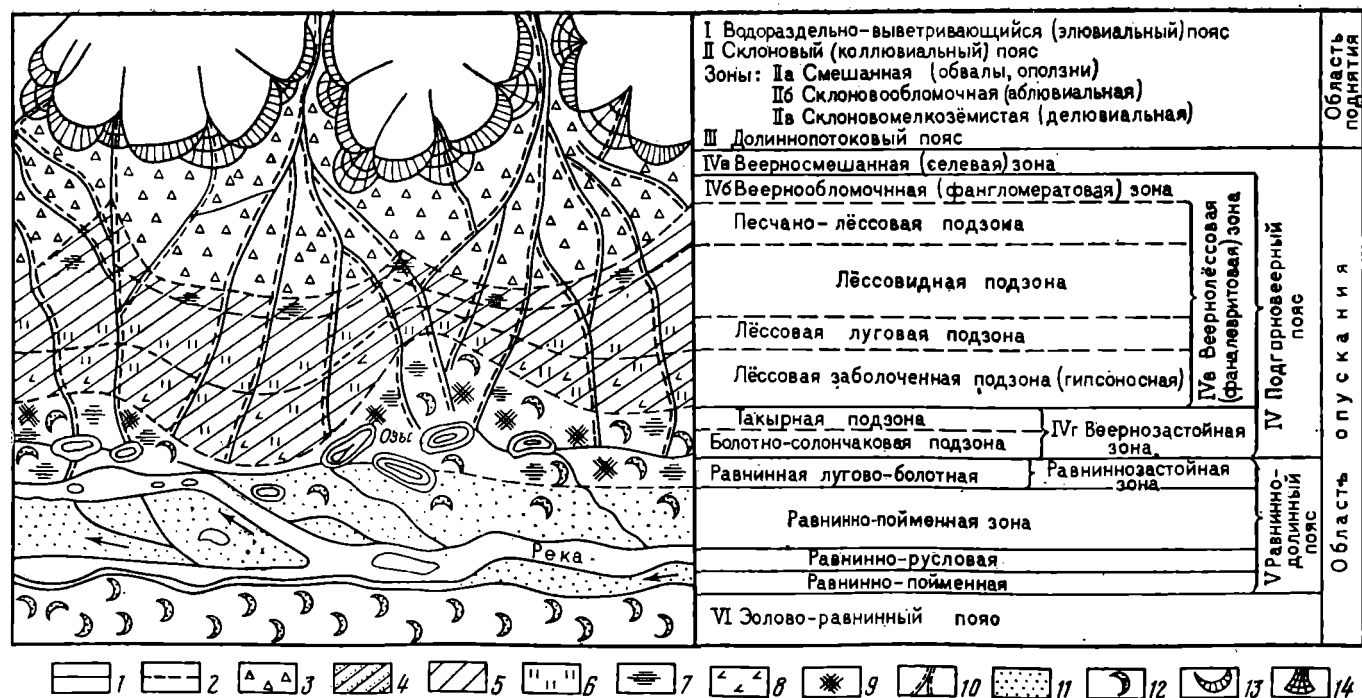


Рис. 52. Разделение теплоклиматических наземных динамических фациальных поясов и зон сухо-теплоклиматического наземного равнинного комплекса в подгорных молассовых депрессиях, Северная Фергана. По В. И. Попову:

1 — границы поясов и зон; 2 — границы подзон; 3 — щебневые, галечные осадки; 4 — лёссовидные опесчаненные осадки — ланжероны и их производные; 5 — лёссовидные мелкозёмы; 6 — луга; 7 — болота; 8 — гипсоносные осадки (рассеянный гипс); 9 — солёные; 10 — верный аллювий (гравий, пески, алевриты); 11 — равнинно-долинные русловые пески (частью с гравием) и алевриты; 12 — золовые пески (частью алевриты); 13 — коллювиальные шлейфы (щебнистый осыпной коллювий, аллювий, мелкозёмистый делювий); 14 — долинноверный селевой комплекс (валушно-щебнистые и гравийно-песчаные мелкозёмы)

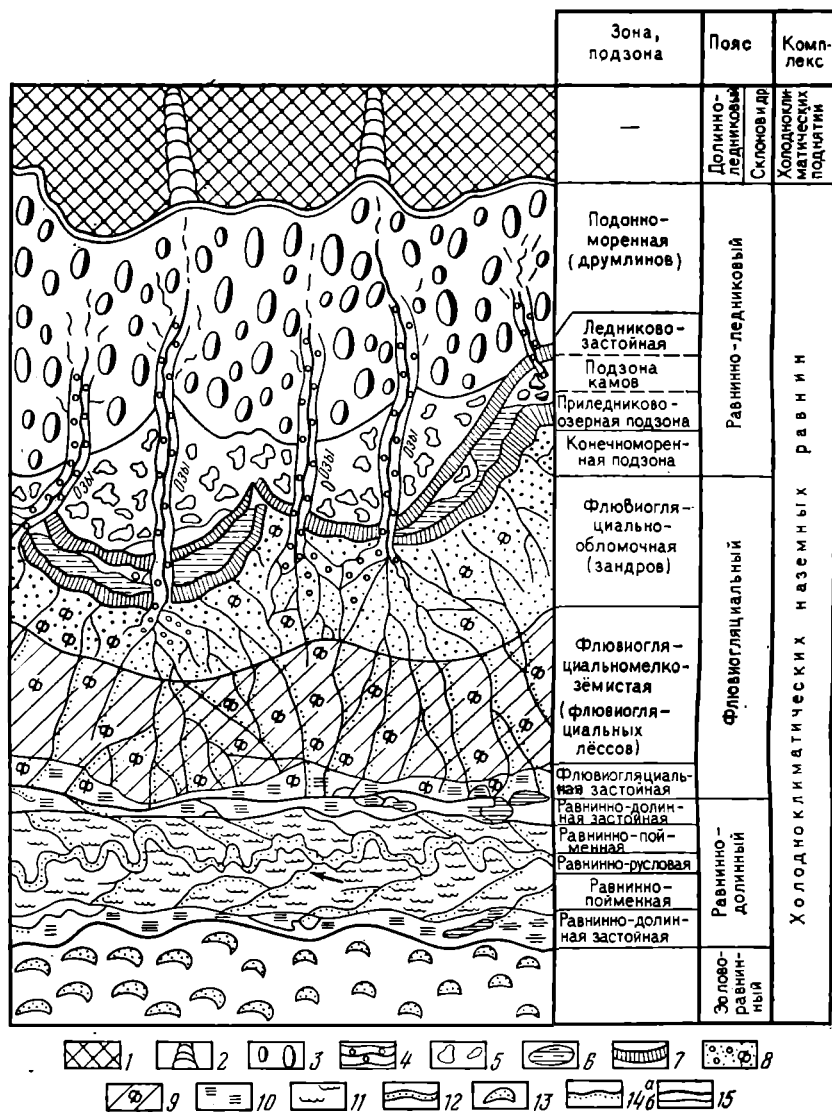


Рис. 53. Разделение холодноклиматических наземных динамических фациальных поясов и зон. По В. И. Попову и др.:

1 — морозно-элювиальный и морозно-склоновый фациальный пояса; 2 — долинно-ледниковый, подножно-ледниковый пояса; 3 — друмлины; 4 — озы; 5 — камы; 6 — ледниково-озерные осадки; 7 — конечные морены. Флювиогляциальный пояс: 8 — зандры; 9 — флювиогляциальные лёссы; 10 — флювиогляциальные болота и озера. Равнинно-долинный пояс: 11 — пойма; 12 — русло. Эолово-равнинный пояс: 13 — дюны, барханы; 14 — отдельные русла; 15 — границы: а — фациальных зон, б — подзон

цветные окраски свойственны аэроморфным окислительным фациям, особенно наземным; возникают в приподнятых участках суши. Одновременно с ними в смежных участках возникают зеленые, серые и темные окраски, свойственные гидроморфным восстановительным фациям, частью наземным (заболоченным), но главным образом — подводным.

Климатические комплексы определяются также по составу растительных и иных органических остатков, по некоторым особенностям минерального состава осадков и другим признакам (см. рис. 51).

3. Полидинамическим фациальным поясам отвечают динамические фациальные свиты, соответствующие субформациям, а динамическим фациальным зонам отвечают фациальные пачки. В каждом таком поясе господствует один ведущий тип осадочного потока, которому подчинены здесь другие монодинамические типы таких потоков. Например, в волноприбойном поясе господствует движение волн. В разных климатах проявляются различные типы полидинамических поясов. Различаются они друг от друга и в разных орогидрографических фациальных комплексах. Например, при ведущей роли водных потоков в теплом климате в комплексе поднятий возникает линейно-долинный фациальный пояс, а в наземно-равнинном комплексе водные потоки образуют в теплом климате еще два полидинамических фациальных пояса — подгорновеерный и продольный равнинно-долинный. В холодном климате они заменяются равнинным флювиогляциальным поясом.

4. Монодинамические фациальные типы, отвечающие элементарным типам осадочных потоков и сочетающиеся друг с другом в полидинамических фациальных поясах. Некоторые из них были выделены А. П. Павловым под излишне широким названием «генетические типы». Примером являются осадки осыпей, или дождевых струй (делювий), или временных водных потоков (пролювий), также постоянных (аллювий).

Наконец, внутри монодинамических фациальных типов выделяются литогенетические типы пород, по Ю. А. Жемчужникову и др. [38]. По его мнению, в аллювии различаются такие литогенетические типы — русловой стрежневой, русловой косовой, пойменные и др.

Остановимся на общей характеристике принципов выделения полидинамических фациальных поясов и их динамических фациальных зон, что играет важнейшую роль при разделении образующих ими осадочных субформаций и, следовательно, формаций; в частности, при детальном прикладных прогнозных и поисковых исследованиях осадочных полезных ископаемых.

Полидинамические фациальные пояса и зоны

Каждая динамическая фациальная свита (осадочная субформация) охватывает все накапливающиеся в разрезе осадки одного полидинамического фациального пояса [30].

Каждый полидинамический пояс отвечает определенной стадии динамического развития осадков, обособляющейся на пути перемещения их от поднятий к впадине. В нем проявляется характерный тип осадочного потока, определяющий ведущий процесс движения осадков, способный перемещать их на протяжении всего пояса. С ним закономерно сопрягается ряд других монодинамических способов транспортировки, подчиненных ему в пределах данного пояса. Этим обусловлена полидинамичность каждого фациального пояса и большинства его подразделений.

В развитии полидинамических фациальных поясов с особой наглядностью проявляется энергетически обусловленная периодичность. Кинетическая энергия особенно возрастает гипсометрически у верхней границы каждого фациального пояса в связи с тем, что после того, как исчерпаны все возможности предыдущего основного способа транспортировки материала, на смену ему выдвигается новый ведущий процесс. Например, подгорновеерный пояс сменяется продольно вытянутым равнинно-долинным, или подводнодельтовый заменяется волноприбойным, характеризуемым волнообразным движением вод бассейна с донными осадками (рис. 54).

Мощно проявляющийся в начале каждого пояса новый ведущий процесс транспортировки частично разрушает ранее созданные отложения соседнего фациального пояса, перемешивая (интегрируя) их. Вслед за этим, по мере расходования своей свободной энергии, происходящего по ступеням ее снижения (закон Оствальда), осадочный поток в каждом поясе испытывает контрастную дифференциацию, последовательно сбрасывая по отдельным зонам вначале грубые осадки наиболее подвижной обломочной фациальной зоны, затем пелитовые менее подвижной зоны, и наконец, дифференцируя остальные в конечной, условно-застойной зоне. Здесь исчерпывается свободная энергия, присущая осадочному потоку в данном фациальном поясе.

Таким образом, в каждом из развитых полидинамических фациальных поясов периодически повторяется развитие сначала зоны разрушения и интеграции осадков, а затем трех зон их дифференциации. Каждый полно развитый пояс представляет законченную зональную триаду. Эта периодичность придает четкую обособленность сообществу генетически связанных осадочных пород, возникающих в каждом отдельном фациальном поясе и объединяемых поэтому в отдельную субформацию.

Каждая фациальная свита (субформация) получает то же название, что и породивший ее полидинамический фациальный пояс; например, подгорновеерная субформация, волноприбойная и т. д.

Из сказанного видно, что каждая фациальная свита (субформация) зонально делится на две-три динамические фациальные пачки, каждая из которых включает все осадки одной из трех перечисленных динамических фациальных зон. Пачки эти следующие: 1) подвижная обломочная; 2) умеренноподвижная пелитовая — мелкоземистая (в наземных осадках) или иловая (в подводных); 3) условно-застойная (в ней накапливаются осадки, выпадающие

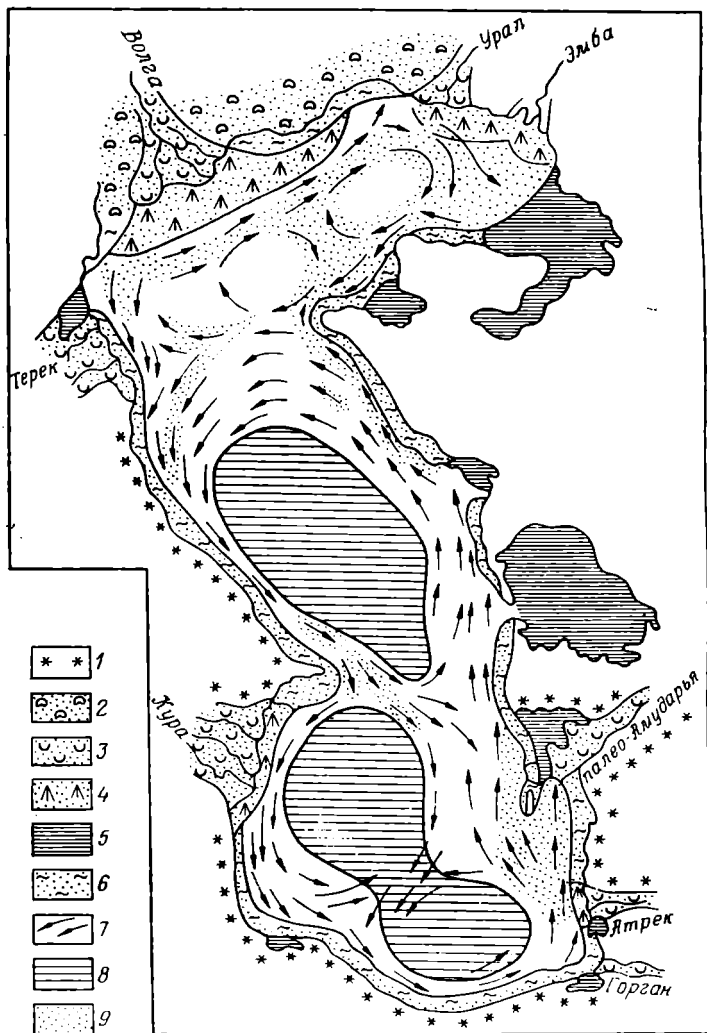


Рис. 54. Теплоклиматические наземные и подводные (прибрежные и удаленные) динамические фациальные пояса Прикаспия и Каспия. Динамофациальная интерпретация В. И. Попова по данным М. В. Кленовой, Н. М. Страхова.

Пояса: 1 — подгорноверный, 2 — эолово-равнинный, 3 — равнинно-долинный, 4 — подводно-дельтовый, 5 — мелкозаливный (лагунный), 6 — волноприбойный, 7 — доннотечениевый, 8 — мутьевой (турбидитный) и центрально-отстойный, 9 — песчано-алевритовые осадки

из коллоидных или истинных растворов, а также органогенные, в том числе углеродистые, создающие восстановительные условия).

Сторонники выделения генетических типов отложений (А. П. Павлов и др.), даже признавая их фациальное значение, не улавливают разницу между монодинамическими и полидина-

мическими типами фаций. Так, подгорновеерный пояс они упорно называют «пролювием», а равнинно-долинный — «аллювием». Между тем в подгорновеерном поясе имеются как пролювиальные (суходольные) вееры, так и аллювиальные (речные). Равнинные долины образуются не только постоянными аллювиальными потоками, но, в сухом климате, также пересыхающими, т. е. пролювиальными («сухие дельты» в низовьях рек Зеравшан, Теджен, Мургаб).

Кроме того любой полидинамический фациальный пояс представляет закономерное сообщество монодинамических типов, подчиненных одному ведущему и им организуемых. Так, в равнинно-долинном поясе, кроме аллювия и пролювия, можно наблюдать элювий (почвы), обвалы и осыпи террас, делювий на их поверхности, небольшие вееры выноса, золотые пески и лёссы, суффозионные осадки, отложения болот и озер с микродельтами, т. е. множество монодинамических типов отложений, упоминавшихся А. П. Павловым. Все эти монодинамические типы распадаются на ряд литогенетических типов.

Методика динамического фациального анализа

Динамический фациальный анализ доступен при массовых геологических исследованиях, даже в полевых условиях, когда детальные петрологические исследования еще не проведены [30]. В настоящее время уже разработан ряд полевых методов динамической диагностики многих формаций, в частности осадочных. Речь идет о полевых определителях динамических фаций, которые в сочетании с обычными всеми доступными полевыми определениями состава горных пород позволяют уже в поле достаточно точно определить фациально-петрографическую природу формаций.

При разделении динамических фациальных поясов важнейшую роль играет определение свойственного каждому из них характера и направления переноса осадков: то волнового, то поступательного, то линейного, то площадного, то параллельного, то радиального или же объемного (например, в пелагических отложениях). Это направление наглядно отражает положение каждого динамического фациального пояса в пределах вогнутой кривой ступени рельефа, в том или ином орогидрографическом комплексе, а также указывает на порядок строго закономерного последовательного сцепления разных типов динамических фациальных поясов, уступающего в общей стадийной обусловленной их смене на поверхности Земли.

Существенную роль играет разделение двух гармонических серий знаков ряби, свойственных разным типам динамики.

1. Поступательные знаки ряби укладываются в такой ряд: ... (1,7) — (3,5) — (6—8) — (12—14) — (25) ... см. Они асимметричны (наклонены вниз по течению), неправильные, прерывистые, нередко имеют форму полумесяца.

2. Волновые знаки ряби укладываются в следующий ряд: ... (0,6) — (1,2) — (2,5) — (4,5—5) — (10) — (20) ... см. Они бывают асимметричными (наклонены к берегу), чаще симметричными; нередко выдержанные, параллельные, особенно у берегов крупных водоемов.

В разных динамических фациях различаются также разные типы косой слойчатости, характерна ориентировка плоских предметов, мощности слоев и их выдержанность и т. д.

При динамическом фациальном анализе большую роль играет определение направлений сноса (по ориентировке косой слойчатости, знаков ряби, плоских и вытянутых обломков или раковин и др.). Это оказывает неоценимую помощь не только при фациально-палеогеографическом и формационном картировании, но и при установлении истории развития конседиментационных структур и даже при выявлении последующих тектонических дислокаций.

Применение методов математической статистики

В 20—30 х гг. в США, по инициативе Вентворса, Хакона, Крембейна и др., проявилось стремление математизировать понятия седиментологии, обобщить данные гранулометрического анализа и т. д. Однако в настоящее время даже за рубежом проявляется некоторое разочарование в использовании методов математической формализации при изучении состава и генезиса осадков. (Э. Хэллем, Д. Найдин, П. П. Тимофеев и др.).

Применение математических коэффициентов может дать наибольший эффект при исследовании фаций современных рыхлых осадков по гранулометрическим анализам, для чего выдвинут целый ряд сложных и точных математических коэффициентов и пересчетов [59]. Однако эти данные трудно использовать для интерпретации фаций ископаемых осадков, ввиду происходящей в них агрегации дисперсных частиц.

В породах с кремнистым, силикатным и иным нерастворимым цементом можно проводить приближенный гранулометрический анализ в шлифах, измеряя поперечники зерен. Надо учесть, что полученные диаметры размеров каждой фракции составляют около 2/3 от истинных (так как сечения зерен вовсе не обязательно проходят по их наибольшим поперечникам, а чаще всего срезают зерна где-то в стороне от них). В связи с этим авторы ниже приводят только некоторые математические коэффициенты, выведенные из данных гранулометрического анализа и применяемые при динамическом фациальном анализе легко дезинтегрируемых кайнозойских и мезозойских, реже более древних, осадков.

Эти методики изменяются в зависимости от меняющейся в разных типах осадков степени дисперсности и разобщения отдельных их частиц, а следовательно, и от их относительной подвижности, которая, в конечном счете, также зависит от динамики среды.

Для обломков псефитов опытным путем устанавливается вероятная длина пути их переноса от первоисточников. Для этого оп-

ределяется коэффициент износа обломков кварца и других устойчивых компонентов на 1 км пути, устанавливаемый во вращающихся барабанах. Одновременно учитывается общая потеря объема изучаемых окатышей кварца с учетом теоретически реставрируемой первоначальной угловатой их формы и размеров.

В псефитах, реже в псаммитах, определяется средний коэффициент округленности, по А. В. Хабакову:

$$K = \frac{0P_1 + 1P_2 + 2P_3 + 3P_4 + 4P_5}{100}.$$

Здесь P_1, P_2, P_3, P_4, P_5 — количество (в %) угловатых, полуугловатых, округленных и идеально округленных (эллипсоидных, шаровых) обломков пород определенного размера (чаще всего для определения размеров гальки используется фракция 25—10 мм).

Для характеристики состава рыхлых или слабо сцементированных обломочных и пелитовых пород широко используются данные механических гранулометрических анализов, производимых по разным сеткам и различными методами, а также применяются различные коэффициенты, основанные на тех или иных пересчетах этих данных.

Советские литологи часто используют данные о гранулометрическом составе осадочных пород, с разделением их частиц на десятичные классы (табл. 23).

Более мелкие частицы образуются и существуют уже в истинных растворах.

Каждый десятичный класс подразделяется на три подкласса, а именно: 1) крупные частицы данного класса, 2) средние части-

Таблица 23

Гранулометрический состав осадочных пород

Породы	Гранулометрический состав	Размер частиц, мм
Псефиты	Глыбы Валуны Галька (щебень) Гравий (хрящ)	Более 1000 1000—100 100—10 10—1
Псаммиты	Песок Алеврит	1—0,1 0,1—0,01
Глины	Пелит Субколлоид Коллоид Ультраколлоид	0,01—0,001 0,001—0,0001 0,0001—0,00001* 0,00001—0,000001

* Первоначально Грегем, выделивший класс коллоидных частиц, относил к ним частицы от 0,0002 мм и мельче.

цы и 3) мелкие частицы. Соотношения их граничных размеров равны $10 : 5 : 2$ (2,5), т. е. они изменяются довольно равномерно, почти в геометрической прогрессии, с модулем, равным 2 или 2,5. Помимо охарактеризованной десятичной шкалы применяются (особенно в США) также точноградуированные шкалы с модулем 2 или $\sqrt{2}$. Но их градации не укладываются в десятичные классы, что делает их менее удобными при массовых приближенных исследованиях.

Используется обобщенная характеристика гранулометрического состава пород, носящая название «гранулометрическая формула» (ГФ). В ней последовательно выписываются округленные до десятков процентные содержания десятичных классов, от крупных к мелким. При этом в ней на втором, третьем и четвертом местах помещаются округленные содержания наиболее типичных классов: песчаного, алевритового и сумма глинистых. Например, ГФ = $0.3 \ 4 \ 2 \ (1)$ означает, что в породе содержится мало гравия, около 30 % песка, около 40 % алеврита, около 20 % пелита, а также около 10 % субколлоидных и коллоидных частиц (их примерное суммарное содержание отмечается в скобках).

Данные гранулометрических анализов, произведенных по той или иной системе, изображаются в виде графиков двух типов: в виде кумулятивных кривых, реже ступенчатых гистограмм.

Методика расчета некоторых наиболее часто используемых гранулометрических коэффициентов и их применения дана в работах [35, 59] и др.

Основными коэффициентами являются:

C — максимальный размер зерен, часто его заменяют на $C_{95} = D_{95}$ (величина зерен, отвечающая 95 % массы и определенная по кумулятивной кривой размеров зерен);

S_0 — коэффициент сортировки, по Траску; $S_0 \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$, где Q_1 (первая квартиль) и Q_3 (третья квартиль) — диаметры частиц, отвечающие 25 и 75 % на кумулятивной кривой размеров зерен. При S_0 — от 1 до 2,5 — хорошая сортировка, а более 4 — плохая;

M — Md простая медиана: размер частиц, отвечающий 50 % массы, определяется графически по кумулятивной кривой размеров частиц.

Расчет гранулометрических коэффициентов производится либо статистическими методами, либо по кумулятивным кривым.

Для динамического анализа фаций можно использовать линейные графики изменений перечисленных коэффициентов (по оси абсцисс откладываются величины коэффициентов, а по оси ординат — его частоты в %). Однако большие результаты дает построение диаграмм на основе попарного использования величин каких-либо двух коэффициентов, из числа указанных выше.

Наиболее известна диаграмма Пассега, построенная на сопоставлении коэффициентов M и C , которая кратко называется «диаграммой MC » (на ней используется только одна половина,

ограниченная диагональю, проходящей через 0 и отвечающая значениям $M=C$).

Максимальные размеры частиц в разных пробах одного и того же осадка могут значительно различаться. Поэтому более показательна диаграмма типа MD_{95} .

Для разделения полидинамических фациальных поясов и их зон в кайнозойских и мезозойских отложениях успешно применяются диаграммы, изображенные на рис. 55. При этом устанавливается четкое разделение полей, охватывающих все фигуративные точки осадков, относящихся к отдельным поясам и их зонам.

Для суммарной количественной характеристики гранулометрического состава различных псефитовых, псаммитовых и пелитовых пород широко используются барицентрические треугольные диаграммы. Для их построения необходимо так или иначе объединять гранулометрические фракции, или даже десятичные классы, в три группы так, чтобы сумма их массового содержания в процентах равнялась 100. Чаще всего данные анализов разделяются по таким классам частиц: 1) песчаных, 2) алевритовых и 3) пелитовых. Тогда каждая порода будет изображаться на трехсоставной барицентрической диаграмме одной фигуративной точкой, отвечающей центру тяжести треугольника, к вершинам которого приложены массы, пропорциональные этим трем классам. На такой диаграмме фигуративные точки составов пород, генетически и динамически связанных между собой, располагаются более или менее кучно.

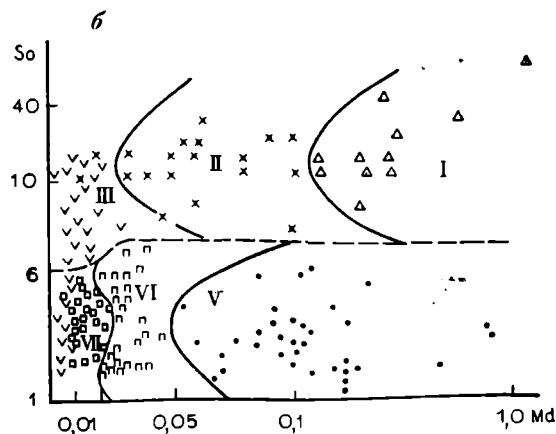
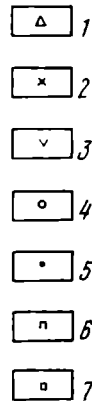
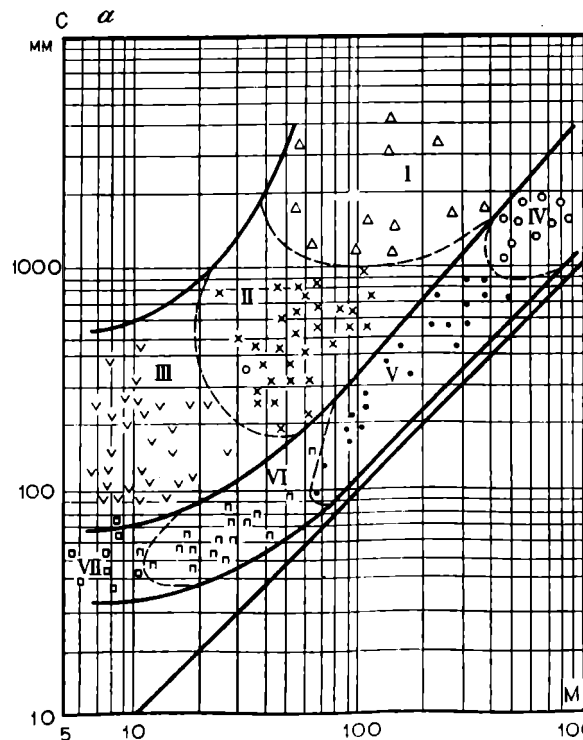
В качестве основы для построения барицентрической диаграммы часто используют равносторонний треугольник. Но удобнее применять равнобедренный прямоугольный треугольник, для построения которого можно использовать миллиметровую бумагу.

В. И. Попов в 1955 г. предложил использовать ряды таких прямоугольных, трехсоставных диаграмм, пристраивая один треугольник к другому по мере того, как в последовательных треугольниках сменяются группировки десятичных гранулометрических классов. При этом в последовательных треугольниках используется скользящая система объединения классов пород. Тогда на первой прямоугольной треугольной диаграмме этого ряда показывается соотношение «гальки» (вместе с валунами), гравия и «песка» (куда условно присоединяются также и все более мелкие фракции); на второй диаграмме — соотношения «гравия» (вместе с галькой и валунами), песка и «алеврита» (вместе с пелитом и более тонкими фракциями); на третьей — «песка» (вместе с гравием, галькой, валунами), алеврита и «пелита» (вместе с субколлоидным, коллоидным и ультраколлоидным классами) и т. д.

С помощью таких рядов трехсоставных диаграмм можно во всех деталях проследивать ход контрастной и эволюционной дифференциации механических и суспензионных осадков, рассматривая его то в области более грубых фракций, то средних, то наиболее тонких.

Рис. 55. Развитие фациально обусловленной контрастной дифференциации генетически связанных пород в постплатформенной плиоценовой молассовой серо-буроцветной формации Ферганы. По И. В. Плещенко и А. К. Воронкову:

a — диаграмма МС; b — диаграмма соотношений размера Md и коэффициента сортировки $S_0 = \sqrt{Q_3/Q_1}$. Подгорноверная фациальная свита: 1 — веернообломочные конгломераты, 2 — веерномелкоземистые песчанисто-лессовые породы, 3 — то же, тонкие лёссы, 4 — веерноаллювиальные песчаники. Равинно-долинная фациальная свита: 5 — равниннообломочные русловые песчаники, 6 — равнинно-мелкоземистые пойменные алевролиты и алевропелиты, 7 — веерно- и равнинно-застойные болотные алевропелиты и глины. I—VII — поля фигуративных точек, соответствующие 1—7 типам отложений



Трехсоставные барицентрические диаграммы давно применяются также для суммарной характеристики минерального или химического состава пород, имеющих химическое происхождение. Для их характеристики можно применять не только равносторонние, но и прямоугольные треугольные диаграммы, подобные описанным. Можно эти диаграммы пристраивать к ряду трехсоставных диаграмм, описанных для обломочных и суспензионных (пелитовых) осадков. Это позволит проследить ход дифференциации осадков по всему пути их развития, от самых грубых обломочных, через пелитовые, до химических и биохимических осадков включительно.

По соотношениям минералов в песчаной или алевритовой фракции можно судить о составе пород в питающей провинции. Так, известно, что циркон — спутник кислых изверженных пород, амфиболы — главным образом основных; обилие окатанных зерен кварца говорит о большой дальности переноса и, обычно, о неоднократном переотложении осадка и т. д.

На треугольных барицентрических диаграммах минерального состава пелитовых пород по соотношениям гидрослюда, каолинита и монтмориллонита и других минералов глин можно судить о степени разложения вещества материнских пород при их выветривании. По соотношениям каолинита, свойственного влажному климату, и монтмориллонита — спутника пустынь — можно получать представление о палеоклимате. С этой целью можно использовать также данные о проценте пелитизированной площади калевых полевых шпатов или серицитизированной в плагиоклазах (определяется приближенно в шлифах).

Изучение состава минералов глин приносит пока меньше информации о фациальных и формационных условиях образования пород и делает эти явления объектом дискуссии. По мнению Н. М. Страхова, этим путем можно получить данные о климатических условиях области питания осадков (каолин образовался в гумидной зоне, монтмориллонит и палыгорскит — в аридной). По мнению А. А. Ратеева, эти черты механически наследуются при переотложении первичных минералов в любых фациальных условиях. Однако мнение об исключительной аллотигенности минералов глин может оспариваться. Широко применяются также различные картосхемы, отображающие петрографический состав крупных обломков или же минеральный состав зерен песчаной фракции, спектральные анализы и др.

Большую ценность для установления фациальных условий образования осадочных формаций представляют и данные различных бурно развивающихся сейчас физико-химических методов исследования.

О сравнительно-актуалистическом методе

Применение динамического принципа фациального анализа для разделения типов формаций было поддержано и рекомендовано основоположником учения о фациях Д. В. Наливкиным [30].

Эта методика основана на результатах изучения современных динамических фациальных ландшафтов и образующихся в них осадков с целью установления и сравнительного исследования их аналогов в прошлом, при учете происходившей с течением времени эволюции геологических процессов.

Этот метод Н. М. Страхов первоначально называл и долгое время успешно развивал как метод «сравнительно-литологический». Однако такое название представляется неудачным, так как сравнительно-литологические исследования могут характеризовать не только сопоставление современных и ископаемых отложений, но и сопоставление результатов любых литологических работ, в том числе касающихся синхронных осадочных пород и событий, их породивших. По-видимому, этот недостаток осознавал и Н. М. Страхов, так как он не использовал этот термин в последних своих статьях, посвященных литологии. Зато он уделял большое внимание методу актуализма, считая, что он используется в двух вариантах. Первый вариант — униформистский, не учитывающий необратимую эволюцию, отвергается большинством советских геологов. Им рекомендуется второй вариант, полностью соответствующий сравнительно-литологическому методу в его понимании. Он формулирует его «как метод, при котором к пониманию прошлого идут от современных процессов, но с сознанием того, что в прошлом, особенно отдаленном от современности, и физико-географическая обстановка на поверхности (и в глубинах) Земли и сами процессы, протекавшие тогда, заведомо в некоторой степени отличались от современных, и тем больше, чем больше удалена от нас прошлая геологическая эпоха». Это находится в связи с «медленностью эволюции физико-химических условий на поверхности Земли соответственно с медленностью эволюции самого осадочного процесса. Это последнее обстоятельство позволяет с относительно небольшими поправками переносить представления, выработанные на современном осадочном процессе, на значительный отрезок времени, охватывающий, по крайней мере, последние $(500—600) \cdot 10^6$ лет. К более древним эпохам применение метода становится все более затруднительным».

Этот второй вариант метода актуализма, принимавшийся Н. М. Страховым, авторы для краткости называют «сравнительно-актуалистическим».

Сравнительно-актуалистический метод в таком его понимании уже четверть века успешно применяется коллективом литологов Ташкентского государственного университета при динамическом фациально-палеогеографическом картировании и при выделении типов формаций, соответствующих динамическим фациальным ландшафтам.

Н. М. Страховым рассмотрены необратимые изменения только в развитии биохимических и химических осадков (силицитовых, карбонатных, галогенных), но почти не затронута эволюция терригенных (составляющих около 80 % объема всех осадочных

толщ), образование которых обязано в основном механическому переносу и осаждению их водой и воздухом.

Далее Н. М. Страхов считает, что больше всего следов эволюции показывает гумидный тип литогенеза, несравненно меньше — аридный и совсем не показывает их тип ледовый. Последнее объясняется тем, что ледовый процесс крайне примитивен и, по существу, исчерпывается явлениями механического отрыва пород дна, механического переноса и обработки обломочного материала и механического же его отложения после таяния льда. Все эти явления не стоят ни в какой связи с эволюцией физико-химических условий на поверхности планеты и потому, конечно, не обнаруживают черт необратимого развития.

Из всего этого можно заключить, что степень проявления необратимой эволюции возрастает с увеличением степени участия физико-химических процессов в образовании данного осадка.

Таким образом, условия образования у аллотигенных (терригенных) и вообще механических осадков, а следовательно, и в соответствующих отложениях подвержены эволюции в гораздо меньшей степени, нежели у аутигенных.

Правда, эволюция у них все же наблюдается; в частности, зависящая от изменений в процессах выветривания, поставляющих материал для их образования. Но основные законы динамики масс продуктов выветривания, перемещавшихся вместе с водой и воздухом, вряд ли могли претерпеть решающие изменения, по крайней мере, со времени развития гидросферы и атмосферы; всегда существовали гравитационные силы, и постоянно на поверхности планеты развивались разномасштабные поднятия и впадины. Следовательно, и в те далекие времена могли возникать полидинамические фациальные пояса и зоны образования терригенных отложений, во многом сходные с современными.

Во всяком случае, однотипность многих динамических фациальных признаков можно уверенно проследить уже до нижнего протерозоя (на примере удоканской серии Восточной Сибири), не говоря уже о более молодых эпохах.

В ископаемых отложениях динамофациальная принадлежность формаций устанавливается не только в терригенном их ряду, но и в других, сложенных преимущественно аутигенными осадками, например, карбонатными, по данным А. Лиса. Так, в силицитовом ряду, к примеру, можно привести удаленную доннотечениевую свиту, четко опознаваемую еще в отложениях раннего ордовика (Центральный Тянь-Шань). В карбонатном ряду до протерозоя включительно достоверно установлены и дифференцированы волноприбойные и рифогенные образования. В галогенном ряду известны рифейские (1760 млн. лет) лагунные прибрежные отложения (Австралия). Пласты гипса, несущие мелкую линзовидную косую слоистость руслового типа, описанные в современных осадках Устюрта, установлены в верхнем миоцене Ферганы и, возможно, присутствуют в мессинском горизонте Сицилии.

Число подобных примеров достаточно велико и в настоящее время. Однако, несомненно, что при дальнейших исследованиях с применением сравнительно-актуалистического метода, особенно в динамически фациальной направленности, количество этих примеров значительно возрастет. И, наконец, реальные представления о результатах и возможностях эволюции, их понимание можно получить лишь с помощью этого метода, взяв за основу для сравнения детально изученные в генетическом отношении современные или близкие к ним отложения, используя также данные палеофациального и палеоформационного картирования.

Динамическое палеофациальное и палеоформационное картирование

Методика составления палеофациальных карт прошла большой путь развития, от первоначальных мелкомасштабных схем трансгрессий и регрессий моря до современных средне- и крупномасштабных, удовлетворяющих запросы прогнозов и поисков полезных ископаемых, от чисто описательного подхода и основанных на нем так называемых литолого-фациальных карт через ландшафтное понимание фации Д. В. Наливкиным, Л. Б. Рухиным и др. до динамического разделения монодинамических и полидинамических ландшафтных единиц.

Методика динамического палеофациального картирования включает следующие последовательно осуществляемые работы [26].

1. Систематическое послойное комплексное описание разрезов отложений с определением фаций каждого слоя, проводимое в полевых условиях, проверяемое и дополняемое в дальнейшем результатами лабораторных исследований.

2. Составление для каждого разреза литограммы, основой для которой является рельефная петрографическая колонка. Около каждой колонки с помощью условных знаков (рис. 56) показывается фация, существовавшая во время отложения осадков данного горизонта. Рядом с ней условными знаками отмечаются направления сноса и некоторые другие свойства (состав осадков, фауны и флоры, минералов, новообразований, данные спектроскопических исследований, наличие полезных ископаемых, границы зон наложенных эпигенетических изменений и др.).

Выбор количества отмеченных здесь особенностей зависит от масштаба и задач исследований. При необходимости могут проводиться:

а) стратиграфическое расчленение изученных колонок, с выделением биоритмостратиграфических подразделений;

б) увязка и уточнение границ этих подразделений во всех колонках;

в) составление на основе этих колонок продольных и поперечных фациально-петрографических профилей, с производящейся при

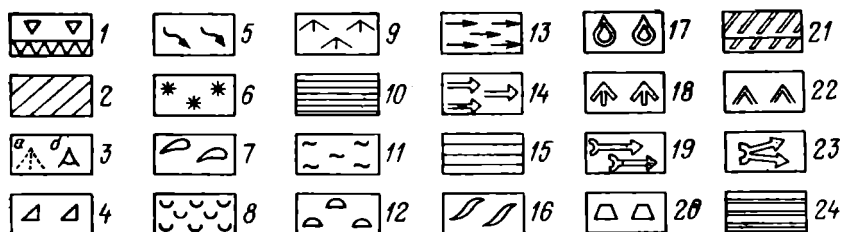


Рис. 56. Условные знаки для обозначения фациальных поясов и соответствующих им фациальных свит:

1 — пещерный (красные треугольники), нижний знак — для колонок (вне масштаба); 2 — водораздельно-элювиальный (красный фон); 3 — склоновый (а) и долинововерный (б) (светло-коричневый); 4 — долинно-ледниковый (голубые треугольники на белом фоне); 5 — линейно-долинный (голубой фон); 6 — подгорнововерный (розовый фон); 7 — золово-равнинный (желтые полумесяцы), 8 — равнинно-долинный (зеленый фон); 9 — подводнодельтовый (оливковый фон); 10 — мелкозаливный (лагунный), с избыточной соленостью (коричневый фон); 11 — волноприбойный (голубой фон); 12 — рифовый (белые полукруги на голубом фоне); 13 — доноточечный (синий фон); 14 — мутьевых потоков (турбидитный) (белые стрелки на синем фоне); 15 — центрально-отстойный (синий фон); 16 — предконтинентальный подводносклоновый (белые значки на лиловом фоне); 17 — предконтинентальный подводнововерный (белые значки на лиловом фоне); 18 — глубиннодельтовый (белые значки на лиловом фоне); 19 — удаленный турбидитный (белые стрелы на лиловом фоне); 20 — айсберговый (белые трапеции на лиловом фоне); 21 — подводновыветривающийся (белые полосы на фиолетовом фоне); 22 — срединноокеанический подводносклоновый (белые значки на фиолетовом фоне); 23 — срединноокеанический турбидитный (белые стрелки на фиолетовом фоне); 24 — океанический центрально-отстойный (гозовый) — чередование широких фиолетовых и узких красных полос

этом дополнительной увязкой и уточнением биоритмостратиграфических границ;

г) выбор горизонтов для палеофациального картирования;

д) строится макет палеофациальных карт для каждого картируемого горизонта, для чего изготавливаются бланковки по числу картируемых горизонтов, и на каждую бланковку наносится расположение всех используемых колонок, пересекших картируемый на ней горизонт;

е) обобщение на макетах данных, полученных при изучении отдельных точек. Точки, в которых изучаемые отложения имеют сходные фациальные характеристики, объединяются в динамические фациальные зоны или пояса, уточняются их границы. При этом используются установленные данные о направлениях сноса в разных точках района, выявляются основные палеогеографические контуры, а также зависящие от них особенности зонального размещения полезных ископаемых. Иногда показываются палеоклиматические, палеозоологические, палеофлористические особенности.

При составлении каждой палеофациальной карты отражаются фациально-палеогеографические особенности по возможности наиболее узкого стратиграфического интервала, приближающегося к изохронному горизонту. Такая методика значительно отличается от нередко применявшейся методики составления палеогеографических карт, согласно которой на каждой карте отображены особенности целой свиты, значительной по мощности и по продолжительности ее образования. Обычно для этой цели выбираются го-

ризонты, во-первых, регрессивные, соответствующие началу ритмической единицы или близкие к нему (в частности, отвечающие максимуму регрессии моря); во-вторых, трансгрессивные, характеризующие ее окончание, или же горизонты, близкие к нему (отвечающие, в частности, максимуму трансгрессии). Каждая пара таких горизонтов — регрессивного и трансгрессивного — и составленные для них палеофациальные карты отражают крайние, наиболее отличающиеся друг от друга состояния физико-географической среды в данной ритмосерии. В необходимых случаях строятся палеофациальные карты для каких-либо промежуточных горизонтов, представляющих особый теоретический или же прикладной интерес (например, для горизонтов, содержащих какие-либо полезные ископаемые).

Авторы считают, что для обеспечения кондиционности палеогеографических карт расстояние между изучаемыми колонками должно составлять не менее 2 см в масштабе данной палеофациальной карты. Однако это расстояние невозможно выдержать на участках, где изучаемые формации подверглись денудации или же они уходят на глубины, недоступные для исследования. На таких участках производится интерполяция или экстраполяция фациальных данных с учетом основных фациальных законов и закономерностей.

Методика формационного картирования основана на обычной методике регионального геологического картирования, с тем, однако, отличием, что единицами картирования являются не подразделения региональной (или общей) стратиграфической шкалы, а подразделения региональных типов формаций с возрастной их привязкой.

В основу формационной карты кладется формационно-стратиграфическая колонка, которая устанавливается с помощью формационного анализа стратиграфической последовательности горных пород (см. гл. 6).

Иногда на формационные карты наносятся направления сноса осадков, установленные в формациях определенного возраста. На этих картах следует отображать также главные конседиментационные, конвулканические, конинтрузивные структурно-тектонические элементы. Все это помогает выяснить динамическую историю тектонических структур, выражавшуюся в динамике осадочных и иных формаций.

Развитие таких структур нередко влияло на образование полезных ископаемых, особенно эпигенетических или конгидротермальных. Например, по данным Б. И. Юсмана, палеогеновые палыгорскитовые глины в Южной Фергане оказываются наиболее обогащенными палыгорскитом в местах, расположенных вблизи значительных конседиментационных разломов.

Палеоформационные карты отображают ареалы распространения формационных единиц того или иного порядка, чаще всего осадочных и эффузивных, реже интрузивных и пневматолито-гидротермальных, еще реже метаморфических, которые возникли в

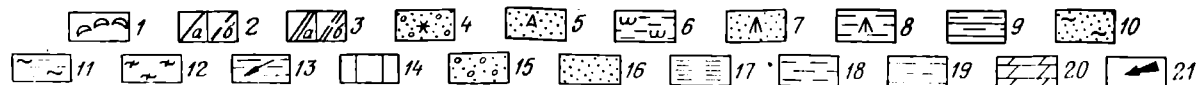
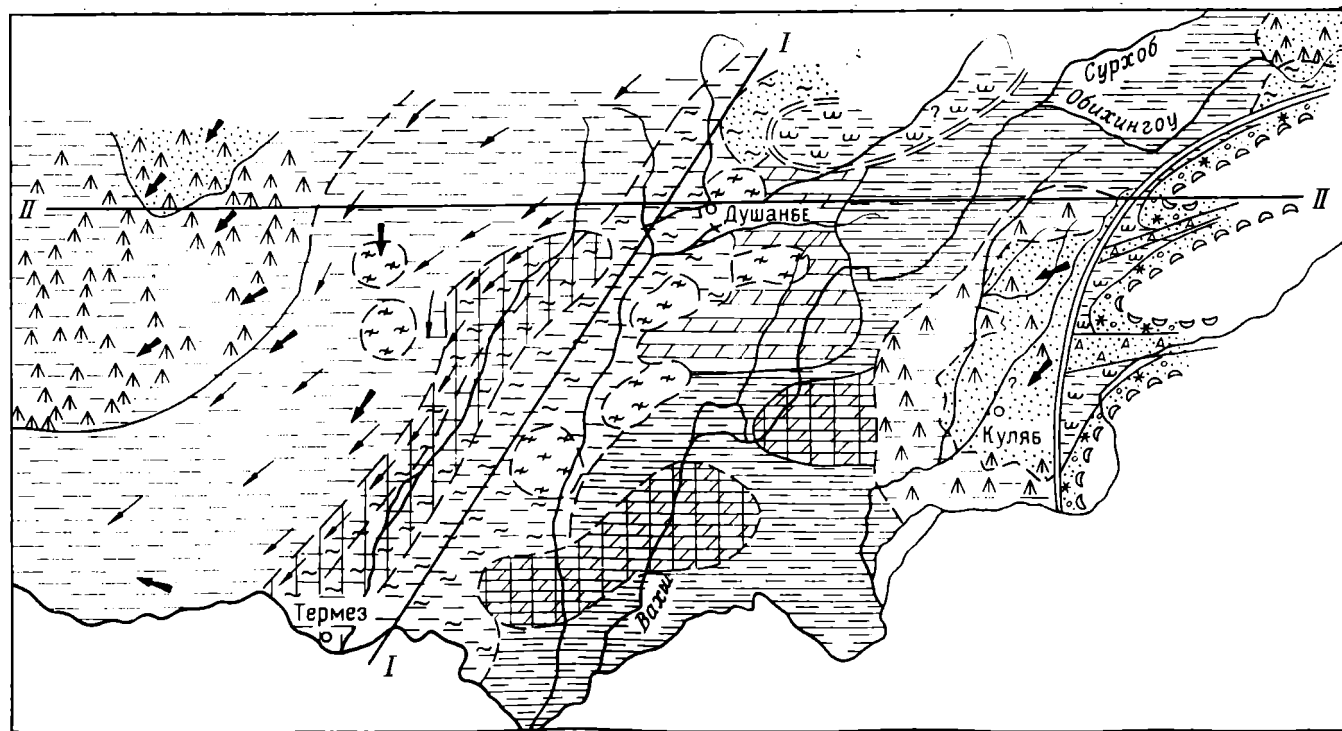


Рис. 57. Схематическая палеофациальная карта раннего сеномана (кровля альб-сеноманской ритмосвиты). По В. И. Попову, А. А. Филиппову.

Границы: 1 — между областями подпятий и равнинами, 2 — фациальных покровов и зон (а — установленные, б — предполагаемые), 3 — между суши и морем (а — установленные, б — предполагаемые); подповерхностный фациальный пояс: 4 — верхообломочная зона; равнинно-долинный фациальный пояс: 5 — равнинно-руслотная зона, 6 — равнинно-пойменная зона, 7 — подповерхностный фациальный пояс: 8 — подповерхностная иловая зона, 9 — мелководный фациальный пояс: мелководная иловая зона; волноприбойный фациальный пояс: 10 — прибойнообломочная зона, 11 — прибойно-песчаная зона, 12 — карбонатные осадки волноприбойного пояса; тоннотеченный фациальный пояс: 13 — доинтотеченная иловая зона и направление течений, 14 — застойные фации; петрографический состав осадков: 15 — конгломераты и гравелиты, 16 — песчаники, 17 — алевролиты, 18 — алевролитовые глины, 19 — глины, 20 — гипсы, 21 — направление сноса осадков.

одно и то же время в разных участках региона. Они показывают распределение формаций, существовавшее на поверхности Земли в какой-то момент времени.

Основным методом их составления является трансформация палеофациальных карт (рис. 57, 58).

Сингенетические, диагенетические, катагенетические и метаморфические изменения осадочных отложений

Вещество осадков после их отложения практически всегда подвергается различным преобразованиям. Вначале развиваются приповерхностные или диагенетические изменения, а позднее — глубинные или катагенетические и, наконец, метаморфические. Следует отметить, что эти преобразования происходят без существенного притока вещества со стороны.

Диагенез включает почвообразование (в наземных осадках) и гальмиролиз (в подводных). В наземных отложениях выделяются такие почвенно-диагенетические фазы, последовательно сменяющие друг друга: болотная, луговая, сухостепная и такырная [26]. Образование их связано с разной глубиной стояния грунтовых вод, поэтому их изучение существенно помогает при проведении палеогидрогеологических исследований.

При медленном накоплении осадков, происходящем в условиях равниннообразовательного режима, они долгие подвергаются выветриванию, а также приповерхностному почвенному диагенезу. Поэтому в разрезах платформенных отложений, при переходе от одной их пачки к другой, наблюдаются более резкие и быстрые сингенетические изменения состава минералов, включая климатически и фациально обусловленные, а также диагенетические.

Напротив, в горообразовательных условиях, в быстро накапливавшихся мощных отложениях внутриконтинентальных мульд и краевых прогибов, а также в окраинно-материковых геосинклиналях меньше успевают сказаться поверхностные и сингенетические изменения слагающих их первичных минералов. Поэтому их исходный минеральный состав оказывается, в общем, более однородным, он медленно изменяется по разрезу и,

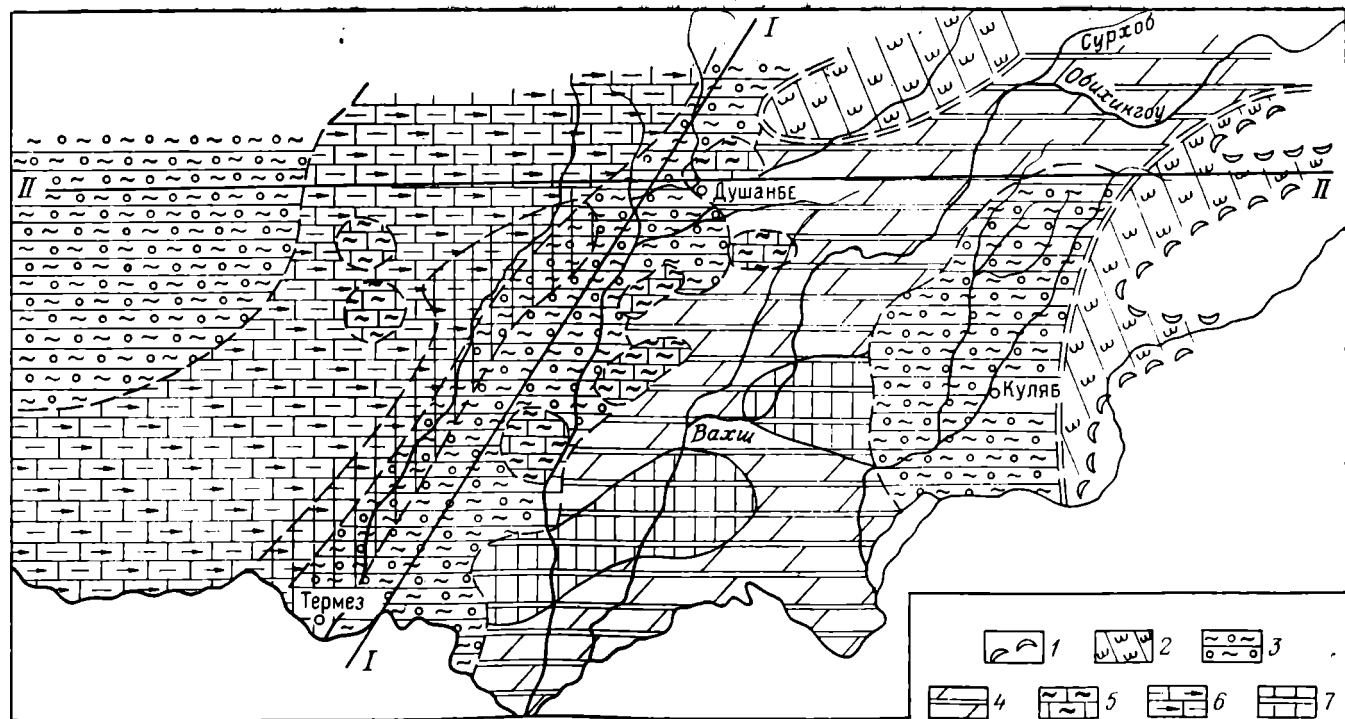


Рис. 58. Схематическая комплексная палеоформационная карта постгеосинклинальных отложений (ранний сеноман, кровля альб-сеноманской ритмосвиты). По В. И. Попову, А. А. Филиппову.

Формации: 1 — перерывная (границы поднятий), 2 — молассовая, 3 — шлировая, 4 — лагунная гипс-ангидритовая, 5 — морская мелководная (волноприбойная) карбонатная, 6 — морская удаленная (доннотечениевая) пелитовая, 7 — осадки застойных фаций

главным образом, вследствие катагенеза. В таких отложениях можно с особой наглядностью устанавливать всю последовательность глубинных катагенетических изменений, зонально возникающих по мере нарастания глубины залегания пород и формаций, в связи с накоплением толщ перекрывающих осадков.

При этом осадочные формации, опускающиеся в недра земной коры под нагрузкой откладывающихся сверху толщ, по мере увеличения глубинного давления и температуры испытывают все новые и новые изменения, последовательно проходя через зоны прогрессивных катагенетических изменений, которые глубже сменяются метаморфическими (см. гл. 24).

Такую вертикальную зональность можно изучать, например, в глубоких скважинах, пройденных в горизонтально залегающих платформенных и приплатформенных формациях (работы А. Г. Коссовской в Приверхожье, В. Д. Шутова по юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы, А. В. Копелиовича и др.).

В дислоцированных областях вертикальные катагенетические зоны позднее обнажаются в их срезах, вскрывающихся денудацией на современной поверхности Земли, и выражаются при этом в виде горизонтальных зон катагенеза. Они изучены Н. В. Логвиненко в среднекарбонных угленосных формациях Донбасса. Он проследил в синхронных осадках уменьшение происходивших в них глубинных катагенетических изменений в ряде разрезов, расположенных в направлении от Донецкого прогиба к окраинам Восточно-Европейской платформы, характеризующейся менее мощными осадками.

В отличие от катагенеза, обязанного вадозным, главным образом поровым, пластовым, реже трещинным водам, метаморфизм протекает при участии пластовых и трещинных фреатических вод и газов, циркулирующих среди достаточно уже уплотненных пород.

Необходимость разделения катагенеза и метаморфизма в принципе признается всеми литологами. Практически же установление границы между ними вызывает известные затруднения. Эта граница не может быть определена только по изменению температуры и давления, так как они постепенно нарастают с глубиной. Положение этой границы должно быть увязано с достаточно резкими изменениями условий и хода глубинных процессов, находящими свое отражение в вещественном составе пород и формаций.

Следуя геологической традиции, авторы к числу осадочно-метаморфических (т. е. параметаморфических) пород относят такие, в которых благодаря перекристаллизации размеры зерен пелитовых минералов увеличиваются настолько, что переходят из пелитовых размерностей в алевритовые (т. е. имеют диаметр более 0,01 мм). В результате такой перекристаллизации исчезают водоупорные пелитовые слои, какими в неметаморфизованных формациях разделяются пористые водоносные горизонты, и, следовательно, долж-

на заметно возрастать газо-водопроницаемость осадочных формаций в целом.

Со сменой катагенетических процессов метаморфическими можно связывать смену кайнотипных пород и формаций палеотипными.

В общем, в этих процессах намечается следующая последовательность и, соответственно, зональность.

I. Зона кайнотипных неметаморфизованных * нормально осадочных пород — размокающие глины, алевропелиты, рыхлые алевролиты и глины, неперекристаллизованные карбонатные породы, торфяники, бурые угли. Это — зона неизмененного глинистого «цемента» (выполняющей массы) ** обломочных пород, включающая практически неперекристаллизованные и неизмененные первичные минералы обломочных пород (частью разъеденные при замещении кальцитом), а также глин: триоктаэдрическую слюду, каолинит, монтмориллонит, глауконит.

II. Зона палеотипных *** неметаморфизованных крепко сцементированных алевролитов и песчаников, неразмокающих пелитовых пород — аргиллиты, известняки, длиннопламенные угли. Характеризуется проявлением отчасти измененной глинистой, глинисто-хлоритовой выполняющей массы в обломочных породах, а ниже — хлорит-кремнистого (опал-халцедонового, частью кварцевого) цемента обломочных пород. Обломочные минералы здесь также почти неперекристаллизованы, кроме появления единичных регенированных зерен кварца. Но их края нередко как бы разъедены кальцитом, частью лимонитом, исчезают пироксены, биотит, появляется лейкоксен, железная слюдка, вторичный пирит. Минералы аргиллитов представлены первичными триоктаэдрическими и вторичными диоктаэдрическими гидрослюдами (развивающимися за счет каолинита и частично из распавшихся триоктаэдрических гидрослюд), хлоритом (возникшим за счет распадающихся первичных триоктаэдрических слюд, биотита, глауконита).

III. Зона слабо метаморфизованных кварцитовидных песчаников и алевролитов, метааргиллитов и «аспидных» глинистых сланцев (часто посплошь рассланцованных), пелитоморфных и тонкозернистых известняков, спекающихся углей, вторичных битумов. Это зона кварц-регенерационного (кварцитовидного) и кварц-серицит-хлоритового цемента обломочных пород, в составе которых полностью перекристаллизованы кварц и кислые плагиоклазы, исчезают калиевые. Появляются анатаз, сфен, рутил. Зерна минералов в метааргиллитах разрастаются до 0,01 мм и более, представ-

* Эту зону авторы называют «кайнозоной».

** Применение здесь термина «цемент» представляется неточным: правильное говорить о глинистой выполняющей массе, так как появление «цемента» связывается с ее перекристаллизацией и дополнительным отложением в ней цементирующих ее растворимых веществ — так возникает цемент кремнистый, карбонатный и т. д.

*** Эту зону авторы называют «палеозоной».

лены диоктаэдрическими гидрослюдами и хлоритом. Внизу начинается образование биотитоподобных слюд.

IV. Зона метаморфизованных кварцевых песчаников — кварцитов, слюдистых алевролитов, филлитоподобных метааргиллитовых серицит-хлоритовых сланцев, мраморизованных известняков, антрацитов. Относится также к зоне кварц-регенерационного и кварц-слюдистого (серицит-хлоритового) цемента обломочных пород. Зерна калиевых полевых шпатов, плагиоклазов и прочих обломочных минералов как бы разбедаются кварцем; исчезают обломочный эпидот, ильменит; наблюдаются гидрослюдазация и серицитизация плагиоклазов, новообразования и сегрегация зерен кварца, альбита, мусковита, эпидота, рутила. Размер зерен минералов в метааргиллитовых сланцах возрастает до 0,03—0,05 мм. Почти исчезают гидрослюды, развиты серицит, хлорит, частью биотитоподобные слюды, иногда образующие порфиробласты размером до 1,0 мм, реже до 1 см, вытянутые вдоль направлений кристаллизационной сланцеватости несогласно с наслоением.

Глубина, до которой формации стратисферы могут сохраняться в неметаморфизованном виде, в разных случаях различная. Она прежде всего зависит от стадии, к которой относится развитие данного региона земной коры. Во внутриматериковых формациях (континентальная ступень) ее глубина достигает 8—10 км (Дарваз, Донбасс) или несколько более (Новая Зеландия). В формациях предконтинентальной ступени метаморфизованные отложения кончаются уже на глубине 3—4 км.

В равнинообразовательных внутриконтинентальных, т. е. платформенных, формациях обычно представлены только породы I зоны и лишь иногда относящиеся к верхам II зоны (последние появляются при мощности осадков более 1—2 км). В горообразовательных внутриконтинентальных формациях, в постплатформенных их разностях представлены три верхние зоны (например, в Донбассе, по Н. В. Логвиненко); в постгеосинклинальных краевых прогибах, кроме I зоны, представлены II (Приверхоянье), иногда III, реже IV (северо-восток Южно-Таджикской депрессии, мезозой, палеоген Придарвазья, хр. Петра I). В горообразовательных окраинно-материковых, т. е. геосинклинальных, формациях представлены все четыре зоны, а также глубже лежащие зоны метаморфизма.

Мощности всех зон в горообразовательных континентальных формациях значительно увеличены по сравнению с окраинно-материковыми геосинклинальными (рис. 59), что связано с различной глубиной положения геоизотерм в тех и других.

Слабо метаморфизованные (эпиметаморфизованные) осадочные формации в своем составе, структуре и текстуре несут еще ряд первичных признаков, позволяющих определить исходный состав слагающих пород. Поэтому такие породы и формации нередко получают те же петрографические названия, что и первичные, но с приставкой «мета», например, «метапесчанниковые», «метааргиллитовые», «метапелитовые», «метасилицитовые», «метакарбонатные» (мраморизованные).

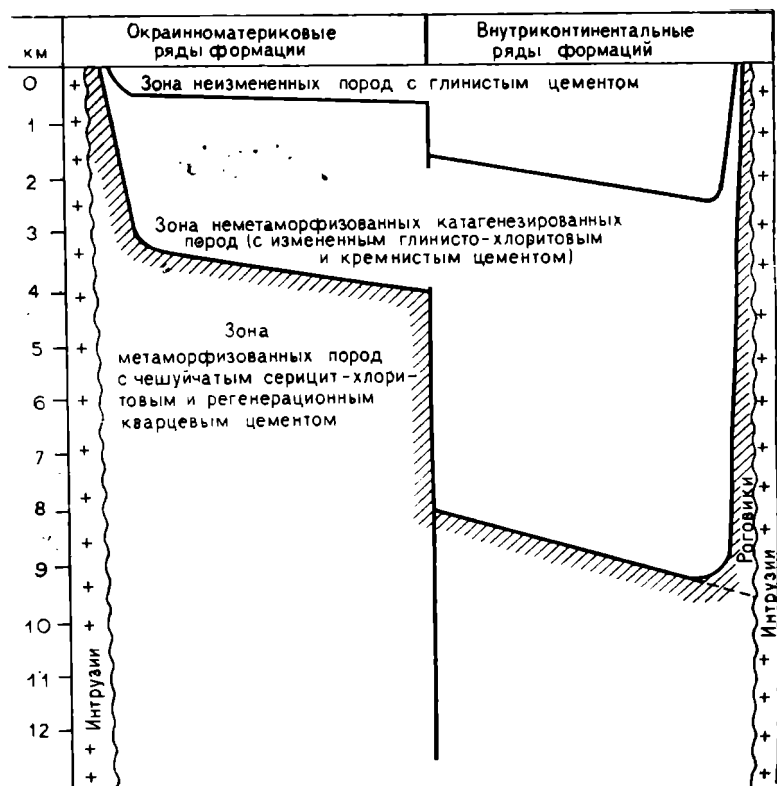


Рис. 59. Расчленение окраинно-материковых и континентальных рядов осадочных формаций по глубине зон катагенетических и метаморфических изменений. По В. И. Полову.

Гипергенные эпигенетические изменения

При своем эпигенетическом передвижении гипергенные, т. е. вадозные, а также фреатические воды и газы могут выщелачивать и переоткладывать в осадочных формациях различные компоненты, в том числе рудные, и даже переносить их в другие близлежащие отложения. Поэтому гипергенный эпигенез играет особую важную роль в образовании осадочных рудных месторождений, нередко способствует образованию эпигенетических залежей нефти, газа и воды.

Глубже он вытесняется эпигенетическими пневматолито-гидротермальными явлениями, протекающими при участии поднимающихся гипогенных ювенильных паров, газов и вод, а также магматическими (см. гл. 12—16).

Все эпигенетические новообразования являются гидрогенными, так как слагающие их вещества привносились в породы циркули-

ровавшими в них водами. При таком подходе понятие об эпигенетических новообразованиях и осадочных породах и формациях оказывается достаточно широким. К числу таких новообразований должны относиться:

1) экзогенно-эпигенетические, связанные с переотложением веществ осадочных формаций нисходящими вадозовыми холодными водами (инфильтрационный эпигенез);

2) отложенные восходящими артезианскими и нефтяными нагретыми водами, имеющими поверхностное происхождение, т. е. связанные с процессами в осадочной оболочке (нефтяной эпигенез);

3) отложенные восходящими термальными фреатическими (по В. И. Вернадскому) водами, связанными с процессами в метаморфической оболочке (фреатический эпигенез);

4) отложенные такими же водами ювенильного (по Э. Зюссу) происхождения, идущими из магматических очагов или из еще более глубоких участков магматогенных земных оболочек и порождающими пневматолито-гидротермальные формации и месторождения (ювенильный эпигенез).

Среди критериев, на которые можно опереться при обособлении эпигенетических новообразований в осадочных формациях, можно использовать следующие:

а) связь их с локальными путями миграции (несогласиями, перерывами, границами формаций и слоев или косых серий, трещинами с жилами, штокверками, метасоматическими образованиями, зонами дробления и др.);

б) доказательства, говорящие о заимствовании химических элементов из накрывающих или подстилающих пород и формаций; это устанавливается в пористых обломочных водопроводящих породах на контактах с мелкоземистыми или застойными отложениями, содержащими рассеянные рудные элементы. Так образуются медистые и иные рудоносные песчаники и алевролиты, залегающие на слабо рудоносных застойных пелитовых или карбонатных кремнистых и углеродистых осадках;

в) обнаружение концентраций элементов и веществ, аномальных для сингенеза данного осадка по своему составу или же по количеству, например, в слоях, содержащих остатки фауны или флоры, могут наблюдаться высокие концентрации меди, серебра, стронция и др., несовместимые с условиями жизнедеятельности;

г) данные изотопного анализа некоторых элементов. Например, А. П. Виноградов и др., изучая изотопный состав серы в колчеданных залежах Кавказа и других регионов, пришли к выводу об эпигенетическом гидротермальном образовании этих залежей. Изотопный состав серы в них варьирует в узких пределах и нередко мало отклоняется от изотопного состава метеоритной серы. Напротив, пирит экзогенного происхождения, рассеянный во вмещающих формациях, характеризуется в несколько раз более значительным разбросом показателей изотопного состава;

д) данные о накоплении изотопов некоторых элементов в соотношениях, необычных для сингенетичных осадочных отложений, например, в случае соотношения изотопов кислорода в карбонатах, указывающих на слишком высокие температуры образования (к примеру, данные Ловеринга, Маккарти и др. для метасоматических гидротермальных залежей марганцевых карбонатных руд штата Юта);

е) необычное залегание каких-либо пород среди других, отличных от них (например, массивных среди слоистых);

ж) наиболее общие универсальные критерии для разделения сингенетичных и эпигенетичных образований, в том числе рудных, заключается в применении V основного фациального закона (см. гл. 5).

Представления о сингенетических и эпигенетических образованиях имеют важное значение для понимания генезиса формаций. В основном породы, слагающие тело формации, образуются в ходе сравнительно быстро завершающихся сингенетических фациально-петрогенетических процессов. Различные последующие процессы создают новые минеральные ассоциации, и они могут до неузнаваемости изменить облик формации, особенно метаморфические и пневматолито-гидротермальные.

Таким образом, каждая ископаемая геологическая формация представляет собой результат длительно совершающихся геологических изменений, продолжающихся миллионы, десятки миллионов лет и более.

Поэтому в каждой формации совмещаются результаты всех испытанных ею превращений — сингенетических, унаследованных (сингенетично-эпигенетических) и эпигенетических. Они могут комбинироваться друг с другом в самых различных соотношениях.

Классификация осадочных формаций

Первые классификации осадочных формаций были предложены Д. В. Наливкиным [21], В. И. Поповым [23, 28]. Классификации геосинклинальных, переходных и платформенных формаций излагались А. А. Богдановым, В. В. Белоусовым, А. В. Пейве, В. Е. Хайным. Первая динамическая фациальная классификация осадочных (наземных) формаций была предложена В. А. Обручевым в 1927 г. Л. Б. Рухин дал первое систематическое описание главных типов осадочных формаций.

В основу классификации осадочных формаций кладется разделение уже охарактеризованных петрогенетических рядов. Дальнейшее их деление соответствует многостепенным динамическим фациальным подразделениям, охарактеризованным выше.

Эта многостепенность отражается в следующей схеме расчленения петрогенетической группы осадочных формаций (от крупных единиц к мелким).

1. Петрогенетический ряд формаций — алюмосиликатный, силицитовый, карбонатный, галогенный.

2. Ступенчатая подгруппа формаций, отвечающая одной из трех ступеней рельефа поверхности Земли.

3. Фациально-петрогенетическое семейство формаций, являющееся одной из основных формационных единиц и отвечающее крупному фациальному подразделению петрографического ряда (табл. 24).

4. Структурно-тектонический комплекс (род) формаций, отвечающий магматектоно-магматическому режиму региона, господствовавшему во время образования формации, например молассовидный, шлировидный комплексы, образовавшиеся в равнинном режиме; молассовый и шлировый — в горном.

5. Изогенетический вид формаций, т. е. собственно формация. Объединяет однотипные породы одинакового происхождения, включая изоклиматические.

6. Историко-геологический подвид формации — отвечает какой-либо стадии развития земной коры (геосинклинальный подвид, платформенный и т. д.).

7. Динамофациальная субформация — отвечает отдельному полидинамическому поясу. Например, в шлировой формации выделяются подводнодельтовая, мелкозаливная и волноприбойная субформации.

8. Разновидности формаций — петрографические, минеральные, геохимические — могут различаться по рудоносности и т. д. (конгломератовая, аркозовая, кварцевая, меденосная и т. д.).

По мере развития формационных исследований количество главных типов осадочных формаций постепенно возрастает. К настоящему времени установлено несколько десятков или же первых сотен видов осадочных формаций.

Так, В. Е. Ханн в 1950 г., опираясь на тектонический принцип классификации, предлагал выделять 12 типов осадочных формаций. Далее [47], учтя многие климатические, петрогенетические и фациальные условия их образования, он перечислил уже 41 тип этих формаций.

В. И. Попов [28], основываясь, главным образом, на фациальном подходе к выделению осадочных формаций, выделил и описал в 1966—1968 гг. 87 их типов. Из данной работы исключены некоторые ранее описанные, но мало распространенные или малозначачие, зато добавлен ряд новых, выявленных за последние годы в глубоководных отложениях. Всего описан 101 тип осадочных формаций, частью расчлененных только до комплексов (иногда до подсемейств или семейств формаций). В том числе алюмосиликатные формации: континентальной ступени — 27, предконтинентальной ступени — 13, океанической ступени — 5; силицитовые формации — 17, карбонатные формации — 24; галогенные формации — 15.

Классификация семейств осадочных формаций

Степень рельефа	Орогидрографические фациальные комплексы	Петрогенетические ряды			
		Алюмосиликатный (терригенный и туфогенный)	Силикатный (биохомогенный и эксгальационно-осадочный)	Карбонатный (биохомогенный и эксгальационно-осадочный)	Галогенный (эвапоритовый и эксгальационно-осадочный)
Континентальная	Наземных поднятий Наземных равнин Центральных озер	Наземноперерывные Молассовые Центрально-озерные терригенные	Редки » Центрально-озерные силикатитовые	Редки » Центрально-озерные карбонатные	Редки » Центрально-озерные галогенные
	Прибрежный (прибрежных равнин)	Внутриконтинентальные шлировые	Внутриконтинентальные прибрежные силикатитовые	Внутриконтинентальные прибрежные карбонатные	Внутриконтинентальные прибрежные мелкозаливные галогенные
	Неритовый удаленный (неритовых удаленных равнин)	Удаленные неритовые пелитовые	Внутриконтинентальные удаленные неритовые силикатитовые	Внутриконтинентальные удаленные неритовые карбонатные	Внутриконтинентальные удаленные неритовые галогенные
Предконтинентальная	Предконтинентальных поднятий	Предконтинентальные шлировые	Предконтинентальные неритовые	Предконтинентальные неритовые карбонатные	Предконтинентальные неритовые галогенные
	Континентальных и островных склонов поднятий	Предконтинентальные подводноперерывные	Редки	Редки	—
	Предконтинентальных батимальных впадин	Батимальные терригенные (флишоидные)	Предконтинентальные батимальные силикатитовые	Предконтинентальные батимальные карбонатные	Предконтинентальные батимальные галогенные (?)
	Предконтинентальных абиссальных терригенных равнин	Абиссальные терригенные (флишоидные)	Предконтинентальные абиссальные силикатитовые	Предконтинентальные абиссальные карбонатные	—
Океаническая	Океанических поднятий	Океанические подводноперерывные	Редки	Океанические атолловые рифогенные	—
	Океанических пелагических равнин	Океанические оозовые красоглинные	Океанические оозовые силикатитовые	Океанические оозовые карбонатные	—

АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТУПЕНИ

Алюмосиликатные терригенные и туфогенные формации составляют 85—90 % осадочных отложений континентальной ступени [28, 30]. С ними связано значительное количество различных типов месторождений осадочных полезных ископаемых, в том числе почти все россыпные, залежи угля, нефти, газа, подземных вод, многие эпигенетические осадочные руды.

Ниже приведена классификация, в которой выделено пять семейств формаций.

Классификация алюмосиликатных осадочных формаций континентальной ступени

Семейство наземноперерывных формаций.

Комплекс горных наземноперерывных формаций:

— горная наземноперерывная.

Комплекс равнинных наземноперерывных формаций:

— равнинная наземноперерывная сероцветная (холодноклиматическая),

— равнинная наземноперерывная серо-буроцветная (умеренноклиматическая),

— равнинная наземноперерывная зелено-красноцветная (сухо-жаркоклиматическая),

— равнинная наземноперерывная темно-пестроцветная (влажно-жаркоклиматическая).

Семейство молассовых формаций.

Комплекс (горообразовательных) молассовых формаций:

— молассовая сероцветная (холодноклиматическая),

— молассовая серо-буроцветная (умеренноклиматическая),

— молассовая зелено-красноцветная (сухо-жаркоклиматическая),

— молассовая темно-пестроцветная (влажно-жаркоклиматическая угленосная).

Комплекс (равнинообразовательных) молассовидных формаций:

— молассовидная сероцветная (холодноклиматическая),

— молассовидная серо-буроцветная (умеренноклиматическая),

— молассовидная зелено-красноцветная (сухо-жаркоклиматическая),

— молассовидная темно-пестроцветная (влажно-жаркоклиматическая угленосная).

Семейство центрально-озерных терригенных формаций.

Комплекс подгорных центрально-озерных терригенных формаций:

— подгорная озерная терригенная.

Комплекс равнинных центрально-озерных терригенных формаций:

- озерная холодноклиматическая терригенная,
- озерная умеренноклиматическая терригенная,
- озерная сухо-жаркоклиматическая терригенная,
- озерная влажно-жаркоклиматическая терригенная.

Семейство внутриконтинентальных шлировых формаций.

Комплекс внутриконтинентальных (горообразовательных) шлировых формаций:

- шлировая.

Комплекс внутриконтинентальных (равнинообразовательных) шлировидных формаций:

- шлировидная холодноклиматическая,
- шлировидная умеренноклиматическая,
- шлировидная сухо-жаркоклиматическая,
- шлировидная влажно-жаркоклиматическая.

Семейство удаленных неритовых пелитовых формаций.

Комплекс удаленных неритовых горообразовательных пелитовых формаций:

- удаленная неритовая горообразовательная лагунная пелитовая,
- удаленная неритовая горообразовательная морская псаммит-пелитовая,
- удаленная неритовая горообразовательная морская пелитовая.

Комплекс удаленных неритовых равнинообразовательных пелитовых формаций:

- удаленная неритовая равнинообразовательная морская тонкопелитовая,
- удаленная неритовая равнинообразовательная лагунная пелитовая.

В табл. 25 обобщены некоторые характерные признаки главнейших полидинамических поясов континентальной ступени.

Семейство наземноперерывных формаций образуется в самом начале континентальной ступени, в фациальном комплексе наземных поднятий.

Наземные перерывные формации всегда сопровождаются образованием перерыва в накоплении осадков, а в горообразовательных областях также формированием углового несогласия. К перерывным формациям не относится образование осадков, связанных с фациальным перерывом, возникающим по границе между разными фациальными поясами при смене одного динамического фациального пояса другим (например, размыв между подгорноверной свитой и налегающей равнинно-долинной и др.).

В наземных поднятиях фазы восходящих движений земной коры преобладают над временно проявляющимися фазами опускания, потому денудация и расчленение рельефа преобладают над аккумуляцией осадков, а углубление долин — над их расширением. Последнее иногда проявляется в форме образования водо-

раздельных поверхностей выравнивания (плато типа педиментов), а также террас, вложенных в долины, и связанных с ними мало-мощных отложений. Горизонты более молодых террас располагаются ниже более древних (в отличие от горизонтов отложений, накапливающихся во впадинах).

Общая площадь распространения наземных поднятий в кайнозой и мезозой в течение каждого геологического века не превышала 5—10 % всей земной поверхности.

В зависимости от оротектонического режима выделяются два комплекса.

Комплекс горных наземноперерывных формаций. Горная наземноперерывная формация (например, четвертичные отложения Тянь-Шаня, Памира и других горных стран) образуется в условиях горообразовательного и переходного режимов (см. гл. 8). В центральных участках горных наземных поднятий наблюдается максимальное их расчленение, максимальные уклоны поверхности Земли, максимальная энергия рельефа. Преобладает поперечный снос, направленный от оси поднятия в обе стороны к его подножиям. Исключением являются стекающие к ним с обеих сторон боковые долины, где снос в общем продольный. Со склонов главных и боковых долин осадки всюду сносятся по направлению к оси последних. Здесь проявляются разнообразные и наиболее активные динамические фациальные пояса (и соответствующие им субформации). В условиях теплого климата это — пещерный, водораздельно-элювиальный, склоновый, долиновеерный, линейно-долинный, долинно-озерный пояса, а в условиях холодного климата — морозносклоновый, долинно-ледниковый. Каждому из этих поясов соответствует отдельная субформация.

В связи с большой энергией рельефа здесь переносятся и временами могут накапливаться наиболее грубые терригенные осадки: валунные, щебне-галечные, валунно-глинные. Осадки характеризуются малой окатанностью обломков, полимиктовым составом.

Рельеф и отложения наземных горных поднятий редко переходят в ископаемое состояние, что наблюдается только в особо благоприятных случаях (рис. 60). Обычно же в разрезах ископаемых формаций сохраняются только следы бывших поднятий, оставшиеся после денудации, выраженные в виде неровной поверхности размыва, перерыва и выравнивания с образованием пенеплена или педимента. Тектогенный перерыв выражается здесь в виде стратиграфических несогласий — то параллельных, то угловых, сопровождаемых остатками горных наземных перерывных осадков.

Временами восходящие движения могли распространяться за пределы контуров длительно развивающихся горных поднятий и по периферии, их отложения внедрялись в разрезы окружающих и синхронных с ними осадочных формаций разного типа, чаще всего наиболее грубых по составу — молассовых или шлировых.

В ископаемом состоянии известны следующие субформации наземноперерывных формаций, сохраняющиеся, как правило, весьма фрагментарно.

Некоторые характерные признаки главнейших

Континентальная	Степень	Фациальные комплексы	Семейство формации	Полидинамические фациальные пояса	Некоторые особенности состава	Направление сноса
	Наземных поднятий	Перерывные	Водораздельно-выветривающийся Склоновый	Кора выветривания Глыбы, валуны, щебень (аблювий), мусорные алевропелиты (делювий)	Чаще продольное	
			Линейно-долинный	То же, галька, песок	Поперечное	
	Наземно-равнинный	Молассовые	Подгорновоерный	То же, конгломераты, разнo-зернистые песчаники, мусорные алевропелиты	Поперечное	
			Равнинно-долинный	Песчаники, алевролиты, алевропелиты, болотные алевропелиты	Вблизи гор обычно продольное	
	Прибрежно-равнинный	Шлировые	Подводнодельтовый	Песчаники, алевролиты, горизонтально-слоистые глины, тонкое их переслаивание	Поперечное	
		Волноприбойный	Песчаники, алевролиты, неслоистые плохо отсортированные алевролитистые глины (вблизи берега мусорные)	Поперечное		
Удаленный	Удаленные перитовые, пелитовые	Доннотеченный	10—15 % алевролиты, остальное — горизонтально-слоистые тонкие глины, борозды течения	Обычно продольное		

полидинамических поясов континентальной ступени

Косая слойчатость	Наклон плоских обломков	Знаки ряби	
		Поступательные 0,7; 1,5; 3; 6—7; 12—15	Волновые 0,6; 1,2; 2,5; 10
— Редко, корытообразная	Разнообразный Разнообразно наклонены, бывают вертикальные к косой слоистости Наклонены по косой слоистости	— 6—7 (13—15) Наклонены по косой слоистости	— — —
1. Крупная корытообразная 2. Струйчатая (вблизи гор редка) То же	Наклонены против косой слойчатости То же	Барханчиковые, крутой склон по косой слойчатости То же	— Редки (в озерах)
Мелкая (мм) односторонне наклоненная, с субпараллельными границами раздела косых серий Мелколинзовидная разнообразно наклоненная вглубь водоема, перистая	То же Наклонены по косой слойчатости	Барханчиковые, параллельные берегу Редки, различная ориентировка	Правильные, параллельные берегу Правильные, параллельные берегу
Как в подводных дельтах, с мелколинзовидными границами раздела косых серий, перьевидная, «петушьи гребни», «очки»	Наклонены против косой слойчатости	Барханчиковые, обычно поперечные берегу; ячеистые ряби	Правильные, параллельные берегу; ячеистые ряби

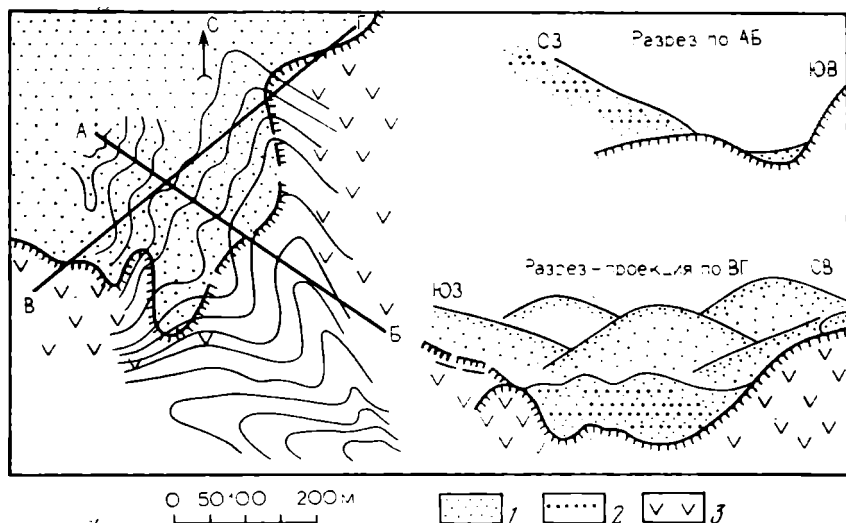


Рис. 60. Ископаемый поздненеогеновый расчлененный рельеф горных поднятий Дарваз, р. Хыръ-дара. По В. И. Попову:

1 — позднеплиоценовые молассы; 2 — про-
слон валунов; 3 — палеозойские сланцы и
спилиты

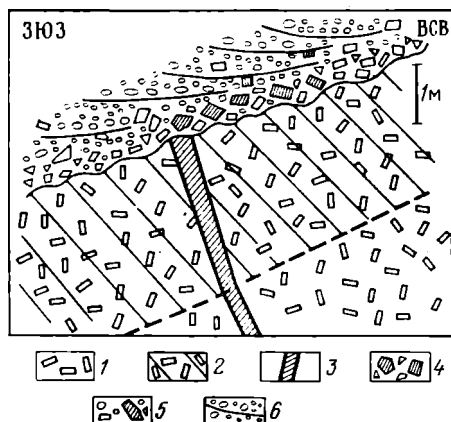


Рис. 61. Разрез раннеюрских горных
перерывных формаций южнее оз. Ис-
сык-Куль. По В. И. Попову и др.

Кора выветривания: 1 — гранитоиды, 2 —
ожеженные гранитоиды; 3 — жила ап-
лита. Отложения пояса склонов: 4 — базаль-
ная брекчия склона; линейно-долинный
пояс: 5 — русловый стречневой базальный
конгломерат, 6 — русловый косослойчатый
гравийный песчаник

Карстовая субформация формируется в пещерном поясе на ложе, состоящем из более древних карбонатных или галогенных формаций. Неровная поверхность последних образует западины и полости глубиной от нескольких метров или десятков до сотен метров, заполняемые брекчиями карбонатных пород, хемогенным кальцитом, терра-росса (глинистыми продуктами — остатками их растворения). Последние чаще окрашены в ярко-красный цвет, реже в бурый (возникающий в умеренном климатическом поясе). В климатических условиях, способствовавших возникновению выветривания латеритного профиля, карстовые полости могут заполняться бокситами и связанными с ними высокоглиноземистыми породами. В более низких горизонтах карста может происходить осаждение высвободившегося при выветривании кремнезема, железа и т. д.

Водораздельно-элювиальная субформация связана с корами выветривания, которые шире всего развиты на алюмосиликатных породах (рис. 61). Они представлены внизу трещиноватыми и выветрившимися их обломками (обломочный элювий), выше переходящими в мелкоземистый элювий с различными новообразованиями. Элювий состоит из гидрослюды, во влажном климате — из каолина и иногда из гидратов глинозема и скоплений различных рудных минералов.

Мощность коры выветривания обычно невелика — метры, первые десятки метров, редко более 100 м (например, предпалеогеновая каолиновая кора выветривания на гранито-гнейсовом кристаллическом фундаменте Украины или предюрская на порфировых формациях на р. Ангрен в Средней Азии).

Склоновая субформация характеризуется тем, что над корой выветривания, в небольших углублениях рельефа, изредка сохраняются прислоненные к склонам неслоистые прерывисто залегающие остатки щебневых склоновых осадков (аблювий) и почти неслоистые хрящеватые песчанистые пелитовые осадки (делювий).

Линейно-долинная субформация выделяется в разрезе горной наземноперерывной формации, где иногда сохраняются узкие полосы линейно-долинных русловых галечниковых и гравийных осадков, реже болотных и озерных (рис. 62).

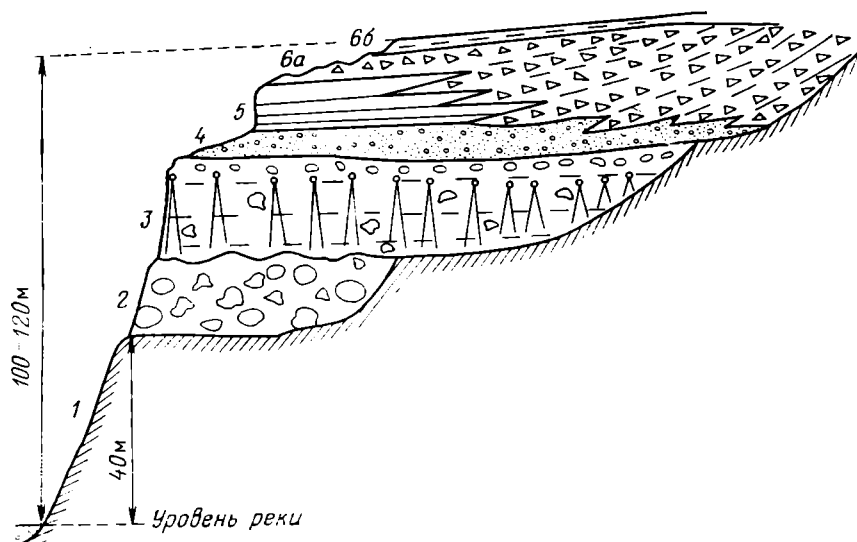


Рис. 62. Разрез четвертичной горной перерывной формации (терраса р. Бартаг. Правый борт долины р. Кумач-дара. По В. И. Попову:

1 — коренные дочетвертичные формации. Отложения динамических фациальных поясов: 2 — долино-ледникового (валунистые морены), 3 — линейно-долинного (флювиогляциальные неслоистые мусорные алевропелиты с рассеянными валунами, образуют земляные пирамиды), 4 — линейно-долинного (аллювиальный галечник), 5 — долино-озерного (горизонтально-слоистые белесые алевритопелиты, «ягенточные глины»), 6 — склонового (а — аблювиальные щебневые, б — делювиальные мелкоземистые)

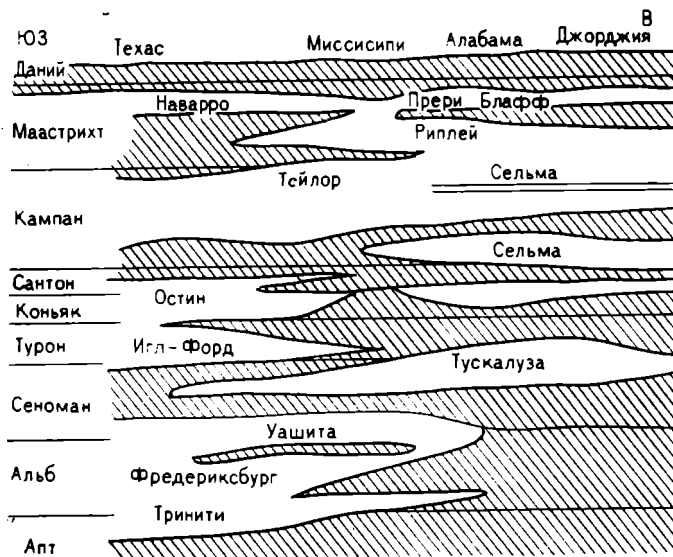


Рис. 63. Перерывные формации (заштрихованы) в стратиграфическом разрезе платформенных позднемеловых отложений южной части США. По Стивенсону и др.

Комплекс равнинных наземноперерывных формаций образуется в условиях равнинообразовательного оротектонического режима. При этом среди равнинообразовательных формаций разного типа здесь образуются особенно обильные и часто сближенные друг с другом поверхности перерыва (рис. 63). Они представляют собой волнистые поверхности денудации с сопутствующими им прерывистыми, маломощными (метры, десятки метров) перерывными осадочными формациями. Длительность времени, приходящегося на перерывы, значительно больше времени осадконакопления. Преобладают олигомиктовые псаммиты и пелиты (кроме равнинно-ледниковых).

Карстовая субформация находит широкое распространение главным образом в горизонтальных пещерах, выполненных карбонатными и иными новообразованиями. Преобладает кора ветвирования, которая может достигать большой мощности (десятки, сотни метров). Практически отсутствует склоновая субформация. В холодном климате широко развита равнинно-ледниковая субформация. Иногда при детальном исследовании удается установить контуры сети линейных долин, например в европейской части СССР.

В обоих комплексах в зависимости от климата выделяются по четыре формации (каждая из которых обычно сопрягается с такой же климатической разновидностью накрывающих молассовых формаций).

1. Наземноперерывная сероцветная (холодоклиматическая) формация сохраняется в перигляциальных областях. Характеризуется отсутствием следов выветривания продуктов исходных пород в современных и четвертичных отложениях высоких широт (например, на Кольском полуострове, по А. В. Сидоренко). Развитие этой формации способствует образованию золотоносных россыпей (Аляска и др.).

2. Наземноперерывная серо-буроцветная (умеренноклиматическая) формация — присутствуют гидрослюды, реже каолин, иногда монтмориллонит (например, залегает в основании кайнозойских серо-буроцветных моласс на оз. Иссык-Куль).

3. Наземноперерывная зелено-красноцветная (сухо-жаркоклиматическая) формация. Зеленые окраски встречаются редко. Характерно наличие красноцветных гидрослюдистых, реже каолиновых мелкоземистых осадков, в аридном климате — гипсоносных и карбонатизированных (например, в хр. Гиссарском в основании раннемеловых красноцветных молассовых формаций).

4. Наземноперерывная темно-пестроцветная (влажно-жаркоклиматическая) формация параллелизуется с корой выветривания латеритного профиля. Здесь образуются: сверху — буро-красные гидраты глинозема (дающие начало важнейшим первичным и перетолженным залежам алюминиевых руд — бокситов в тропиках Индии, Африки, Центральной Америки); глубже — гидроокислы железа (дающие начало кайнозойским рудам железа в тех же районах); ниже — горизонты окремненного каолина (литомарж). Имеются линзы углистых глин, например, в рэт-лейасе Тянь-Шаня в Кайраке, по данным Л. В. Поповой. Большое практическое значение имеют присутствующие в этой формации залежи каолина.

Несмотря на свою ограниченную мощность, наземноперерывные формации очень широко распространены в пределах наземных поднятий, возникших на всех ступенях рельефа и, по-видимому, на всех стадиях развития земной коры.

Семейство молассовых формаций накапливается после комплекса наземных поднятий, в начале областей аккумуляции осадков, в фациальном комплексе наземных равнин. Здесь в отличие от смежного комплекса поднятий господствует опускание, чередующееся лишь с кратковременными фазами поднятия, и потому накопление осадочных отложений, выравнивающих земную поверхность, повсеместно преобладает над ее денудацией и расчленением.

Энергия рельефа в пределах наземных равнин еще значительная, поэтому здесь проявляются еще весьма активные динамические фациальные пояса. В теплых климатах (см. рис. 52) это подгорноеверный (или подножьеверный), равнинно-долинный и золово-равнинный, а в холодных (см. рис. 53) — подножно-ледниковый, флювиогляциально-равнинный, равнинно-долинный и золово-равнинный (последние пояса развиваются в перигляциальных областях). Каждому поясу соответствует отдельная субформация.

Широко растекающиеся по равнинам водные потоки способны разносить обломочный материал по всей поверхности и протягиваются на сотни и тысячи километров, обуславливая возможность переноса и накопления грубых обломочных отложений наряду с плохоотсортированными песчанисто- и алевритисто-пелитовыми, при подчиненной или малой роли карбонатных, галогенных и углеродистых.

Молассы представляют собой один из классических типов формаций, изучение которых во многом способствовало развитию учения о формациях. Предложенный де Соссюром термин «молассы» происходит от французского слова «mollasse», обозначающего неустойчивый, мягковатый: введен в литературу швейцарским геологом Штудером в 1827 г., описавшим молассы в предальпийской краевой впадине.

Это семейство является одним из важнейших в группе осадочных формаций, слагающая до 16—17 % современной поверхности Земли и обладая иногда значительной мощностью. Раньше от подгорных молассовых формаций не отделялись подгорные представители семейства шлировых.

Авторы отделяют шлировые от молассовых формаций, но одновременно расширяют объем разбираемого семейства по сравнению с первоначальным пониманием альпийских моласс. При этом к молассовым формациям, вслед за А. Геймом, они относят отложения любых наземных равнин, независимо от того, к какой стадии развития земной коры они принадлежат, а не только связанные с геосинклинальными горными сооружениями [26].

Семейство делится на два оротектонических комплекса, откладывающихся в одинаковых фациальных поясах и имеющих в основном сходный состав.

1. Комплекс собственно молассовых формаций, включающий осадочные и туфоосадочные отложения, возникшие в подгорных впадинах в условиях горообразовательного и переходного тектонического режима. Окаймляет питавшие их молодые горные системы на всем их протяжении, образуя полосу шириной от нескольких до нескольких десятков километров, имея мощность, измеряемую сотнями и тысячами метров (до 10 км). В их составе содержится много веернообломочных конгломератов (рис. 64). На долю псефитов приходится от 1/4 до 1/3 объема моласс. Остальное слагают, главным образом, грубые алевропелитовые осадки с линзами алевритов.

2. Комплекс молассовидных формаций, образовавшийся в условиях равнинообразовательного тектонического режима на периферических наземных равнинах, распространявшегося на всем их пространстве. Мощность молассовидных формаций снижается иногда до нескольких десятков метров и менее. В их составе нет веернообломочных конгломератов и иных подгорновеерных осадков, имеет в теплом климате подножновеерные, а также равнинно-долинные, эолово-равнинные, песчаные и алевропелитовые, а в холодном климате соответствующие осадки ледового климата.

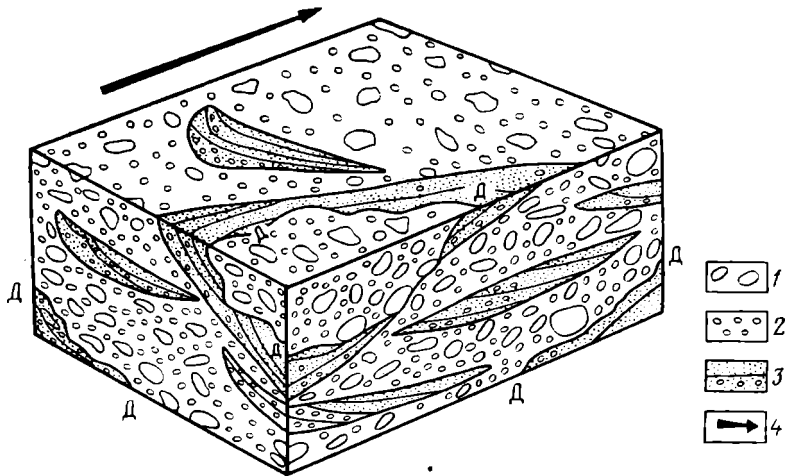


Рис. 64. Неогеновая постплатформенная молассовая подгорновеерная серо-буроватая формація. По В. И. Попову.

Стрелка — направление переноса. 1 — валунники; 2 — конгломераты черепитчатослойчатые; 3 — веернорусловые гравелиты и песчанники; 4 — направление переноса. Д — перерыв отложения

Терригенный материал, слагающий собственно молассы, имеет полимиктовый состав. Молассовидные формации лишь изредка имеют подобный состав, чаще обладая олигомиктовым, особенно при отложении в гумидном климате для них характерны часто проявляющиеся перерывы в их накоплении. У подножий вулканов возникали своеобразные туфомолассовые разновидности моласс.

Перейдем к характеристике субформаций, образующихся в теплых климатах (см. рис. 52).

Подгорновеерная субформация образуется в одноименном динамическом фациальном поясе, который представляет собой покатую волнистую предгорную равнину (байяду), состоящую из смыкающихся своими крыльями плоских выпуклых вееров выноса горных и холмогорных рек, сложенных веернообломочными щебне-галечными фангломератами (см. рис. 64), а далее от гор веерномелкоземистыми осадками (рис. 65). Вееры разделяются плоскими межвеерными понижениями. Поверхность вееров у гор имеет уклон до $0,5-1^\circ$, выполаживается вдали от гор. Она рассекается стекающими по их уклону ветвящимися радиально-расходящимся речными и суходольными ложбинами. Вдоль них вытягиваются ленты веернорусловых и веернопойменных песчано-алевритовых осадков, выклинивающихся в периферических такырах, болотах и озерах, образующих веернозастойную зону. В таких псаммитах, в отличие от равнинно-долинных песчанников и алевритов, крайне редко наблюдаются знаки ряби. Они имеют неправильную барханчиковую форму с 6—8-сантиметровыми расстояниями между гребешками. Плоские обломки в молассовых отло-

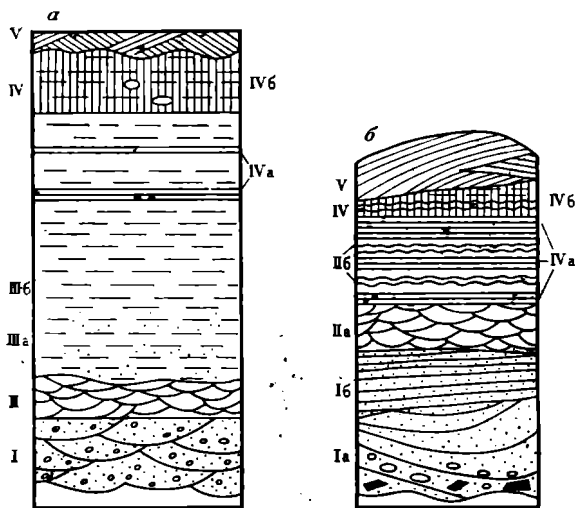


Рис. 65. Молассовые формации. Фациальные ритмопарагенезисы в отложениях моноритмичного подгорновеерного пояса (а) и полиритмичного (более дифференцированного) равнинно-долинного (б):

I — русловые разнореснитые песчаники (нередко с гравием, иногда с галькой); *Ia* — стречневые (корытообразная слоистость, обломки пелитовых пород), *I6* — косовые (субпараллельная слоистость); *II* — пойменные струйчатослойчатые алевролиты: *IIa* — осадки береговых валов, *II6* — ленточно-пойменные (перемежаемость алевролитов и алевропелитов); веерномелкоземистые неслойчатые алевропелиты: *IIIa* — песчанистые паттумы, *III6* — пелоалевриты и алевропелиты; *IV* — застойные фации: *IVa* — такрыные горизонтально-слоистые алевроитопелиты, *IV6* — болотные и озерные алевроитистые глины; *V* — золово-равнинные пески

жениях обычно наклонены против течения, против уклона косой слоистости (в отличие от шлировых формаций).

Веернозастойные осадки часто граничат с равнинно-долиненным фациальным поясом. Осадки разных зон в разрезе линзообразно вклиниваются в разрезе.

В веернообломочной зоне преобладают аэроморфные или серые валунники, брекчии и конгломераты — фангломераты; крупные обломки в них как бы взвешены в базальной гравийно-песчаной выполняющей массе (см. рис. 73). Только в подгорновеерных отложениях наблюдается столь большая мощность конгломератов, какая местами устанавливается в них — до 5—7 км (кайнозой Дарваза), ширина их зоны до 30—40 км. Им подчинены ленты веернорусловых полимиктовых галечных и гравийных песчаников, содержащих обломки алевропелитов и корытообразную косую слоистость.

Веерномелкоземистая зона шире предыдущей (см. рис. 74). Преобладают аэроморфные неслойчатые грубые (паттумные), нередко песчанистые или даже гравелистые алевропелиты (фаналевриты); гранулометрическая формула (ГФ) — 3133—0154—0404(2), 0153(1)—1045—1046, 0054(1)—0046—0028—0025(3)—0060(2); отношение кварц-полевые шпаты составляет от 7:1 до 4:1, карбонатов до 20—30 %. Состоит из гидрослюды с каолином или из каолина с гидрослюдой. Мощность пачек почти сплошных фаналевритов достигает 100 м (лёссы к югу от Ташкента) и даже до 300 м (плиоцен Южной Ферганы). В них протягиваются ленты ритми-

чески повторяющихся веернорусловых гравийных и разнозернистых песчаников (мощность — дециметры, до 1—2 м; ГФ—1810—1720), накрываемых веернопойменными песчанистыми алевролитами, имеющими в 2—3 раза меньшую мощность. В веернорусловых песчаниках крупная корытообразная косая слоистость, в продольных разрезах — диагональная, с непараллельными границами косых серий, но с параллельными или сходящимися книзу слойками. В пойменных алевролитах — средневолнистая (струйчатая) косая слоистость, обязанная наложению срезающих друг друга выпукло-вогнутых линзообразных косых серий. Последние имеют обычно размеры $(0,5-2) \times (5-7)$ см.

Отсутствуют следы оползания. Часто имеются борозды размыва, в виде желобков разных размеров и формы глубиной в несколько сантиметров, реже до первых дециметров. Встречаются горизонты несколько более темных «узорных» сухостепных почвенных алевропелитов (дециметры, метры), с отпечатками корней растений и образовавшимися по ним ветвистыми карбонатными и марганцовыми нитями, иногда карбонатными трубочками.

В веернозастойной зоне продолжают почти все фациально-петрографические разновидности осадков веерномелкоземистой зоны, но аэроморфные неслойчатые алевропелиты замещаются горизонтальнослойчатыми такырными (состоящими из гидрослюд и монтмориллонита), содержащими трещины, многоугольники и брекчии усыхания; также гидроморфными пятнистыми луговыми почвами (с ожелезненными корешками растений) и болотными с обуглероженными растительными остатками, переходящими в торф и уголь; редко встречается пирит. Иногда встречаются прослои озерных слоистых серых глинистых алевритистых известняков (карбонатов 85—90 %, мощность — дециметры, до 1—2 м), сопровождаемых озерными глинами с раковинами пелеципод, остракод, оогонии харовых водорослей.

В аридных условиях могут встречаться также загипсованные засоленные горизонты, отдельные линзы солончаково-озерных гипсов, галитов, реже тенардитов, глауберитов; в гумидных условиях могут возникать месторождения угля.

Иногда образуются мелкие эоловые дюны («косы»), создающие в разрезе линзы мощностью от 0,1—0,2 до 2—4 м, сложенные аэроморфным однородным мелкозернистым песчаником (90—95 % зерен от 0,95 до 0,1 мм; ГФ—0450—0270, господствует 0280—0190). Они обогащены кварцем по сравнению с подстилающими речными песками, при перевевании которых они образовались. Обладают характерной полойкой косой слоистостью. Косые серии имеют вид косоугольных призм с прямолинейными границами и с прямолинейными косыми слойками.

Равнинно-долинная субформация имеет мощность десятки, реже сотни метров (рис. 66). Она образуется в равнинно-долинном фациальном поясе шириной от нескольких до сотен километров, вытянутом вдоль края гор и расположенном рядом с краем подгорновеерных отложений. Вдоль оси каждого такого пояса рас-

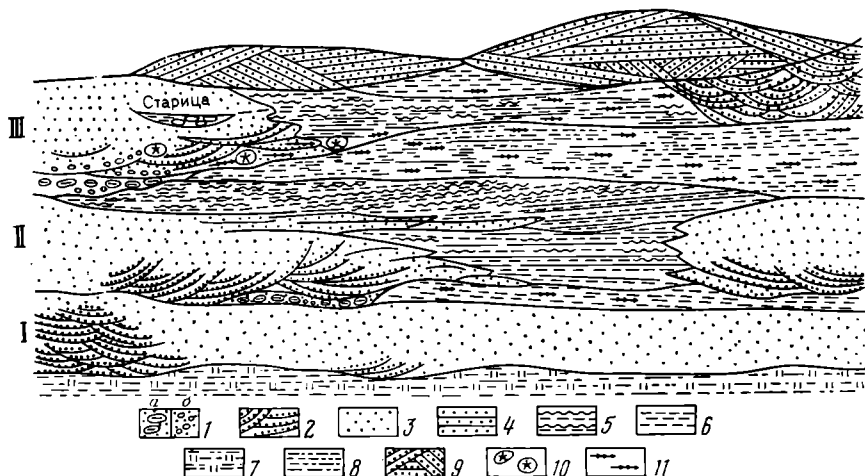


Рис. 66. Постплатформенная раннеплиоценовая молассовая (полиритмичная равнинно-долинная) зелено-красноцветная формация. Северная Фергана. По В. И. Попову:

1 — стречневые русловые гравийные песчаники с корытообразной косой слойчатостью (а — с глиняной галькой; б — с галькой палеозойских пород); 2 — то же, крупнозернистые песчаники; 3 — срединнокосовые русловые неслойчатые разнозернистые песчаники; 4 — русловые верхнекосовые и прибрежно-косовые горизонтально-слоистые разнозернистые песчаники; 5 — струйчато-пойменные синева-серые мелко-косослойчатые алевролиты (осадки прирусловых валов и разливов); 6 — ленточно-пойменные зеленовато-серые горизонтально-слоистые такыровидные алевролиты (осадки полей-разливов); 7 — пойменно-луговые красноватобурые пятнистые неслойчатые алевропелиты; 8 — болотные, частью старично-озерные темные синева-серые неслойчатые алевропелиты; 9 — золотые желтовато-серые мелкозернистые песчаники с плоской разносторонней косой слойчатостью; 10 — окаменелые обломки ветвей и стволов деревьев; 11 — обрывки травянистых растений. I—III — ритмопаки

положена равнинно-русловая зона, по обоим ее краям две равнинно-пойменные зоны — правобережная и левобережная и далее еще две такие же равнинно-застойные. Дальше от гор, на периферических наземных равнинах, такие равнинно-долинные отложения распространяются по всей их поверхности, нередко мигрируя с места на место, протягиваясь на сотни и тысячи километров, включая подводные дельты. Здесь все их зоны многократно дихотомизируют [26], поэтому они перекрывают наибольшую часть материков, залегая на них неправильными плащеобразными массами.

Окраска равнинно-долинных осадков обычно гидроморфная, зелено-серая, серая до черной, редко аэроморфная красноцветная. Отложения биритмичные.

Равнинно-русловая обломочная зона (см. рис. 66) — разнозернистые песчаники и алевролиты, редко с ленточками гравия и обломками глин у стречня (мощность от 0,5—5 до 18—35 м, чаще 2—5 м; у стержневых ГФ—0810—0523, у косовых — 0280—0190—0091). Песчинки и крупные алевролитовые зерна угловатые, округленно-угловатые до округленных. Состав их меняется от полимиктового до олигомиктового (на платформах); карбонатов 11—30 % (кальцит, иногда в мезозое также доломит).

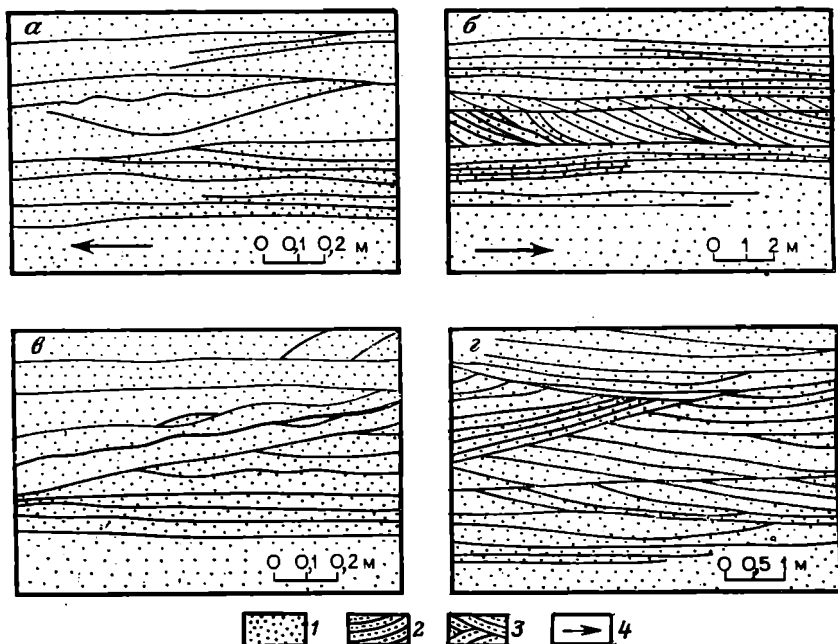


Рис. 67. Кайнозойская молассовая (серо-буроцветная) формация. По В. И. Попову, Н. И. Гридневу и К. А. Набиеву:

а-г — типы косої слоичности современных русловых песчаных и крупных алевритовых осадков (надводная дельта Амударьи).
1 — неслойчатые осадки, 2 — горизонтально-слойчатые поперечные осадки; 3 — косослойчатые осадки; 4 — направление течения реки

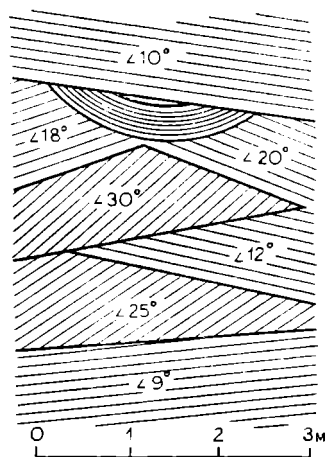


Рис. 68. Современные пески Каракумов. По С. Н. Колову

В стречневых осадках характерна крупная корытообразная косо́я слоичность. В продольных разрезах она выглядит односторонне наклоненной диагональной, и косые серии обладают непараллельными границами, часто удлиненно-клиновидные (рис. 67). Косые слои плоскопараллельные или вогнутые, сходящиеся книзу, иногда пологоволнистые, обязанные постепенному смещению барханчиковых знаков ряби вниз по течению. В русловых и береговых косах наблюдается на небольших отрезках плоско-горизонтальная, точнее, пологовыпуклая косо́я слоичность, облекающая

поверхность косы, и изредка проявляются кривослойчатые подводно-оползневые структуры; они становятся частыми только в дельтах, где образуют маломощные слои (5—10 см) с «диапировым» рисунком в разрезе. Наблюдается особенно широкий спектр ступенчатых знаков ряби, включая имеющие такие расстояния между гребешками (в см): 1,7—3,5—(6—7—8)—(13—14)—25. Более крупные из них, начиная с 6—8 см, прерывистые и имеют «барханчиковую» форму. В основании русловых осадков часто встречаются продольные борозды размыва глубиной до нескольких дециметров.

Равнинно-пойменная мелкоземистая зона сложена в прирусловых валах песчаными алевропелитами с мелкой корытообразной («струйчатой») косой слойчатостью. Дальше от русел развиты полойные осадки, образующиеся во время паводков. В них наблюдается ленточная перемежаемость слоев от нескольких сантиметров или дециметров до 0,5—1,5 м, состоящих из струйчато-косослойчатых песчаных алевролитов и неяснослойчатых алевропелитов (см. рис. 67) (отношение кварца к полевым шпатам составляет 1 : 2—4 : 1).

В алевролитах в продольных и поперечных разрезах косые серии представляют мелкие (0,5—2) × (10—15) см выпукло-вогнутые линзочки, срезающие друг друга и образующие гребне-волнистый, «струйчатый» рисунок. Слойчатость то резкая, то неясная штриховатая. Встречаются горизонты «узорных» сухостепных ископаемых почв; добавляются пятнистые луговые почвенные горизонты и горизонтальнослойчатые такырные алевропелиты с многоугольниками усыхания (преобладает ГФ—0136, 0037—0028, карбонатность до 42 %); состоят из гидрослюды или гидрослюды и каолина, имеются линзы эоловых песчаников, подобные имеющимся в всернозастойной зоне.

Равнинно-застойная зона сложена луговыми и болотными глинами (ГФ—0018—0009), иногда с углем, мощность слоев от 0,1—0,2 до 1,58—3,3(7) м, а также озерными и эоловыми осадками, такими же, как в веернозастойной зоне (в озерных пелоалевролитах ГФ—0073—0064). В осадках равнинно-долинных озер изредка встречаются мелкие параллельные волновые знаки ряби, с расстояниями между гребешками 0,6—1,2—2,5—(4—5) см.

Эолово-равнинная субформация в разрезах моласс встречается очень редко. Образуется в эолово-равнинном фациальном поясе (рис. 68). Мощность порядка нескольких метров или же первых десятков метров. Включает остаточные щебни, эоловую обломочную зону (песчаные отложения, соответствующие барханам, дюнам, песчаным косам) и эолово-мелкоземистую (такырные алевропелиты) с участками эоловозастойных солончаков.

Иногда сопровождаются остаточными эоловыми щебнями.

Молассовые формации делятся по палеоклиматическим признакам на такие же четыре типа, как комплекс наземноперерывных формаций.

Молассовая (и молассовидная) сероцветная (холодноклиматическая) формация (см. рис. 53) характеризуется наличием ископаемых морен (тиллитов). Представлена в разрезах четвертичных отложений севера Евразии и Америки. Иногда к ней относят среднекарбовую талчирскую формацию Индостана (хотя в ней преобладают расколотые округленные гальки), некоторые докембрийские на юге Африки.

Молассовая (и молассовидная) серо-буроцветная (умеренноклиматическая) формация представлена только в четвертичных и плиоценовых отложениях, в частности, в Средней Азии (верхнегобийская формация), в Субгималайской впадине (верхнесиваликская), на Кавказе и др.

Развитие серо-буроцветных моласс в Средней Азии продолжается до сих пор, являясь моделью, изучение которой позволяет понять образование более древних молассовых формаций [26]. Однако серо-буроцветные молассы не встречены в более древних отложениях. Причина этого вряд ли может заключаться в предположении о том, что до плиоцена на Земле будто бы не проявлялся умеренноклиматический пояс. Ледовые и тиллитовые молассовые формации известны с докембрия и, вместе с ними, очевидно, должны были образовываться серовато-буроцветные перигляциальные. Вероятно, такая окраска исчезла в доплиоценовых отложениях вследствие катагенетического их покраснения (по Грэбу, в лёссах и красноцветных породах устанавливаются одинаковые соотношения окисного и закисного железа).

Содержит рудоносные песчаники с медью, карнотитами, эпигенетические залежи нефти и газа: на Кавказе (Апшеронский полуостров) и др.

Молассовая (и молассовидная) зелено-красноцветная (сухожаркоклиматическая) формация широко распространена в осадках аридного пояса и прилегающих сезонно-засушливых частях гумидного тропического. Более аридные разности содержат гидрослюда и монтмориллонит, много карбонатов, изредка гипс, соли. Обычны рудоносные песчаники с медью, серебром, также с ванадием и ураном (плато Колорадо), молибденом, кобальтом, хромом (Предуралье и др.), иногда линзы окислов марганца, являются носителями залежей нефти и газа (Средняя Азия) и подземных вод. Распространена в отложениях самого различного возраста: палеогеновых в Альпах, Гималаях; кайнозойские позднегобийские и меловые раннегобийские в Центральной и Средней Азии; триасовые в Дарвазе; пермские в Предуралье; карбоновые и девонские в Северном Тянь-Шане, Центральном Казахстане и др. до верхнего протерозоя включительно (вендская верхневепская ритмотолща в Дарвазе, шокшинская и ятулийская серии в Карелии, торридонская в Шотландии и др.).

Молассовая (и молассовидная) темно-пестроцветная (влажножаркоклиматическая) угленосная формация; иногда выделяются замещающие их «субугленосные», содержащие недостаточно скон-

центрированное в отдельных слоях гумусное вещество. Накапливалась неоднократно, начиная с карбона; когда интенсивно развилась наземная растительность, образование охватило все геологические эпохи до современной включительно (около 350 млн. лет).

Ю. А. Жемчужниковым и др. в 1958—1960 гг. детально описаны литогенетические типы угленосных формаций. В отличие от трех других разностей, подгорновоерная субформация по составу слагающих ее пород здесь мало отличается от равнинно-долинной. Все месторождения угля связаны с этой формацией. Имеются рудоподобные угли с эпигенетическими рудами урана, молибдена и др., огнеупорные каолиновые глины, бокситы, железные руды, иногда встречается янтарь. Во многих местах отмечена связь нефти и газа с угленосными молассовыми формациями. Считают, что эти формации могут быть как нефтегазопроизводящими, так и нефтегазоносными.

Молассовые формации почти так же широко распространены, как наземноперерывные. Встречаются в отложениях всех ступеней развития земной коры. Наиболее распространены в пределах континентальной ступени: постплатформенный рифтовый подвид (неогеновые зелено-красноцветные молассы в Тянь-Шане, угленосные в Забайкалье) и постгеосинклинальный (юрские угленосные молассы Тянь-Шаня, мезозойские Восточных Скалистых гор).

Широко распространены в пределах предконтинентальной ступени: геосинклинальный подвид (неогеновые молассы в Альпах, Индокитае, верхнепалеозойские на Урале, в Тянь-Шане и др.); прагеосинклинальный (рифейские молассы в Северном Тянь-Шане, в позднерифейско-вендском ванчском комплексе на Северном Памире); праплатформенный (в архейской дарварской системе в Индии); островодужный (в неогене Камчатки, Японских островов, Индонезии). В пределах океанической ступени на островах изредка (небольшими пятнами) встречаются четвертичные угленосные молассы, относящиеся к периферийно-океаническому подвиду (Полинезия, Меланезия) и к срединноокеаническому рифтовому (Исландия и др.).

Маломощные молассовидные формации типичны для равнинно-образовательных стадий развития земной коры: платформенный подвид (палеогеновые красноцветные формации Тянь-Шаня), квазиплатформенный (маломощные пачки в кембрии — ордовике Тянь-Шаня), протоплатформенный (красноцветы протерозойско-вендской индийской системы Индостана).

Семейство центрально-озерных терригенных формаций образуется в средней части континентальной ступени, со всех сторон окружаясь молассовыми или перерывными формациями. Центральные озера длительно существуют, постоянно или периодически возобновляются в находящихся здесь тектонических понижениях суши (например, озера Лобнор, Арал, Большие Северноамерикан-

ские, Восточноафриканские и др.)*. В этих понижениях значительно уменьшается энергия рельефа, замедляется течение водных потоков, снижается их свободная энергия.

Это семейство в принципиальном и гидродинамическом отношении сближается с отложениями других типов бассейнов — морских и лагунных, относящихся к прибрежному комплексу. Обособление центральных озер от морских и лагунных бассейнов стало особенно четко обозначаться, начиная с фанерозоя, когда моря и океаны приобрели свойственный им своеобразный солевой, газовый и гидродинамический режим (в отличие от пресноводных обширных водоемов раннего палеозоя и докембрия, заменявших тогда моря).

Выделяются два комплекса формаций.

Комплекс подгорных центрально-озерных формаций образуется в условиях горообразовательного режима. К числу подгорных относятся глубокие рифтовые озера Восточной Африки, Трансазиатского пояса (Байкал, Иссык-Куль), также редкие кратерные озера.

Только в крупных горных центральных озерах (Байкал, Иссык-Куль и др.) относительно хорошо выражены прибрежные дельтовые и прибойно-обломочные осадки, подобные наблюдаемым в шлировых формациях. Иногда, главным образом у краев наземных конусов выноса, имеются галечники и гравий. Но чаще представлены пески и алевроиты с характерной косой слоистостью и с 2,5- и 5-сантиметровыми знаками ряби, глубже переходящими в 10-сантиметровые; изредка наблюдаются береговые валы, своеобразные озерные фалены (гравийные известняки с обломками раковин гастропод и пелеципод).

Преобладают тонкие, иногда сезонно-ритмичные сероцветные иловые осадки, в том числе образующиеся в мелких заливах (где проявляется сероводородное заражение).

Здесь отсутствуют или редки мусорные песчанистые алевропелиты, до 60—70 % составляют отличающиеся особенной чистой дисперсионные илы, малоалевритовые глины с остатками ostracod, харовых водорослей.

На дне оз. Байкал (глубина до 2,0 км), по З. Кукалу [59], у берегов до глубины 10 м развиты прибрежные волноприбойные галечники и, главным образом, тонкозернистые пески и алевроиты (медиана от 0,13 до 0,07 мм, коэффициент сортировки по Траску около 2,5). Глубже размеры песчаных зерен снижаются до 0,1 мм, а содержание их до 2—4 %. Отдаленные от берегов пелитовые осадки представлены серо-зелеными алевроитистыми илами (медиана 0,025—0,01 мм) и иногда кремнистыми. В последних содержание кремнекислоты изредка достигает 60 %, что обязано, главным образом, присутствию раковинок диатомей и отчасти спи-

* К центральным озерам не относятся мелкие, недолговечные озера, которые возникают в застойных зонах всех наземных динамических фациальных поясов, а также в подпруженных долинах наземных поднятий.

кул губок. Характеризуется наличием остатков глубоководных рыб.

Комплекс равнинных центрально-озерных формаций возникает в равнинообразовательном режиме. В таких условиях возникали плоские платформенные озера Ладожское, Большие североамериканские и др. В них состав осадков, в общем, такой же, как в подгорных озерах, однако псефиты встречаются реже. Чаше прибойно-обломочная зона, вытянутая вдоль берегов узкой полосой (десятки, сотни метров), представлена песками и алевролитами. Могут содержать россыпи минералов титана, например, на берегах оз. Арал. Южные и западные берега последнего, сложенные подводными дельтами рек Амударья и Сырдарья, покрыты зарослями камыша, препятствующими развитию волноприбойных пляжных отложений. После понижения уровня оз. Арал на обрывах его подводной террасы обнажились рассекающие ее многочисленные зародышевые подводные каньоны. Дно озера покрыто пелитовыми и известковисто-пелитовыми илами. В мелких равнинных озерах отсутствует береговая песчано-алевритовая пойма и развиты только илы.

Оба комплекса озерных осадочных формаций делятся по климатическому признаку на такие же четыре типа формаций, как в семействе молассовых формаций. Они наиболее характерно выражены в равнинном подсемействе.

Озерная холодноклиматическая терригенная формация характерна для северных озер, в которых образуются диатомиты.

Озерная умеренноклиматическая и влажно-жаркоклиматическая терригенные формации в гумидном климате характеризуются скоплением окислов железа и марганца, повышенным содержанием органических веществ, их илы имеют темно-серую окраску. Иногда образуются битуминозные сланцы (меловые отложения Сибири и Монголии).

Озерная сухо-жаркоклиматическая терригенная формация в аридном климате — здесь осадки более светлые, часто разноцветные (серые, синеватые, зеленоватые, буроватые, розоватые и др.). Могут содержать пачки битуминозных сланцев и мергелей (позднеюрские «бумажные сланцы» с отпечатками рыб в хр. Каратау), а также гипсов и других солей.

Семейство внутриконтинентальных шлировых формаций развивается в начале второй половины континентальной ступени рельефа, замещающая молассы [28]. Образуется в прибрежном * равнинном фациальном комплексе, уже в подводных условиях, в пределах морей и лагун (рис. 69), в основном вдоль их берегов, на небольших глубинах — до 200 м, реже до 400 (500) м, соответствующих шельфу [35].

* В этом семействе, помимо собственно прибрежных формаций, в которых устанавливается отчетливая связь с береговой линией бассейна, выделяются еще «отдаленные» их разновидности. Их образование связано с действием волн у островов и на отмелях, более или менее отдаленных от берегов водоемов и расположенных в перитовой области.



Рис. 69. Соотношение шлировых (лагунных и морских) формаций с континентальными молассовыми (их отделяет жирная линия). Хр. Копетдаг. По П. И. Калугину:

1 — известняк, 2 — мергели; 3 — глины; 4 — пески; 5 — конгломераты, галечники

Уклон поверхности прибрежных равнин еще более снижается по сравнению с наземными; энергия рельефа невелика. В пределах распространения описываемого семейства вновь возрастает свободная энергия движущихся масс, обязанная, в первую очередь, ветровой деятельности и приливно-отливным движениям, сказывающимся в активном движении воды в бассейне. Кроме того часть энергии высвобождается при столкновении речных потоков с массами воды в бассейнах.

Развиваются относительно подвижные динамические фациальные пояса, порождающие одноименные субформации, в том числе в теплых климатах (см. рис. 59) — подводнодельтовый, волноприбойный и менее активный мелкозаливный, в холодном климате — фиордовый и ледовоприбойный. В этих поясах, вследствие избытка свободной энергии, развиваются как обломочные осадки — частью псефитовые, но главным образом песчаные и пелитовые (слагают 90 % объема).

По петрографическому составу, структурам, текстурам и наличию различных органических остатков прибрежные терригенные формации являются наиболее разнообразными. В них имеются все типы терригенных пород, а также подчиненные прослои карбонатных, реже гелевых, в частности железорудных, глиноземистых, фосфоритовых.

Это семейство первоначально не отделялось от семейства молассовых формаций (чему и до сих пор следуют некоторые тектонисты, называющие шлировые формации «нижней молассой»). Однако при генетическом подходе к формациям морские их представители не могут быть слиты с наземными. Геологи, работавшие в Карпатах и Альпах (М. Жинью, Вашичек и др.), уже давно отделили от кайнозойских наземных моласс прибрежные морские формации, дав последним название «шлировые», чему следуют и авторы.

Шлировые формации, отложенные в морях и крупных лагунах, очень близки друг к другу по составу и по морфологическим особенностям и потому описываются совместно, образуя два подкомплекса. Там и тут значительно преобладают пелитовые осадки, но в морских породах гораздо богаче и разнообразнее фауна. В оротектоническом отношении подразделяются на два комплекса, которые близки друг к другу по фациальным условиям.

Комплекс шлировых формаций (в узком смысле) образуется в условиях горообразовательного режима, у подножий расчлененных, достаточно высоких поднятий. Характеризуется устойчивостью простираний берегов. Иногда содержит туфогенные породы (в туфошлировых разновидностях).

В раннеюрской шлировой формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта намечается перемежаемость песчаников, алевролитов, аргиллитов.

Комплекс шлировидных формаций возникает в равнинообразовательном режиме, у плоских выровненных берегов и поэтому, почти не содержит псефитов, характеризуется изменчивостью направлений береговой линии.

Шлировые формации отличаются от шлировидных в первую очередь гораздо большей мощностью и наличием более грубых терригенных осадков.

Подводнодельтовая (авандельтовая) субформация (рис. 70) мощностью от десятков и сотен метров до 2,5 км в дельте р. Миссисипи образуется в прерывистом подводнодельтовом фациальном поясе. Приурочивается к устьям рек, образует неправильные изометрические участки, площадь которых изменяется в зависимости от величины питающей реки, достигая нескольких сотен, реже тысяч квадратных километров. Происходят также значительные перемещения дельт с места на место, вдоль береговой линии. Длина прибрежной полосы, сложенной осадками подводных дельт, в 2—4 раза больше, чем у волноприбойного пояса, так же как и ширина их. Ширина песчаных подводнодельтовых отложений обломочных зон также в несколько раз больше, чем в песках прибойно-обломочной зоны. Иногда они распространялись на 100—200 км от берега и более, переходя в пелитовые отложения, довольно трудно отличимые от удаленных неритовых (доннотечениевых) формаций. Здесь резко преобладают терригенные псаммитовые и пелитовые слои. Иногда их чередование в подводнодельтовой субформации бывает похоже даже на флишевое наслоение, отличаясь от него меньшей регулярностью и другими особенностями.

Обычно пелитовые осадки составляют 40—60 % отложений подводной дельты. Окраска осадков подводной дельты серая, от светлой до темной, особенно часто с зеленоватым оттенком, или местами оливково-зеленая, в окисленном состоянии пятнистая, зеленовато-желтая, редко красноватая и полосатая («радужная») (у окраин подводных дельт, вблизи поднятий). Песчинки менее окатаны, чем в волноприбойных осадках, остатки растений встречаются часто, остатки животных редки.

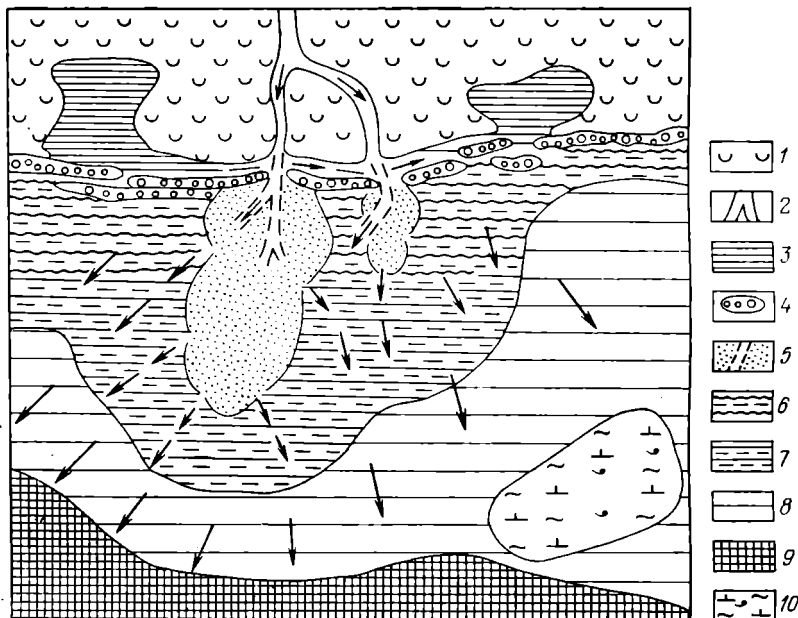


Рис. 70. Шлировая (подводнодельтовая) формация. Турон. Бухаро-Хивинская депрессия:

1 — надводная дельта; 2 — русла надводной дельты; 3 — дельтовые мелкие заливы (лиманы) и предбаровые ложбины (глубокие илы); 4 — бар (перывисто-извилисто-слоистые неотсортированные грубые пески); 5 — отмели и подводные бороздины подводной дельты и отложенные в них отсортированные пески и песчаные алевриты; 6 — волнисто-слоистая лапшевидная перемежаемость отмельных алевритов и тонкодисперсных глин (много растительных остатков); 7 — то же, плоскостойчатая; 8 — более удаленные тонкодисперсные подводнодельтовые («донные») глины (растительные остатки ближе к берегу); 9 — то же, подводнодельтовые условно-застойные (с пиритом); 10 — глинисто-карбонатные и раковинные осадки

В подводнодельтово-обломочной зоне валообразные баровые накопления в количественном соотношении играют весьма второстепенную роль, являясь, однако, весьма своеобразным и специфичным для подводных дельт образованием. Здесь могут присутствовать и недостаточно отсортированные осадки (в связи с тем, что здесь возможно влияние нескольких динамических сред — надводно- и подводнодельтовой и даже, отчасти, волноприбойной). В барах зачастую наблюдаются очень разнообразные, крайне неправильные извилисто-прерывистые слоистые текстуры, имеющие различный генезис, включая возникающие здесь при недолгом осушении почвенные слои (остатки корешков растений, положение которых нередко бывает нарушено оползанием накопившейся массы). За пределами баров на площади авандельтовой отмели получают преобладание перемежающиеся между собой песчаники (ГФ—0442—0433)* и алевролиты (ГФ—0550—0450—0270, господ-

* Вероятно, в анализированных образцах имелись тонкие прослойки субколлоидной глины.



Рис. 71. Геосинклинальная ядерная шлировая (подводнодельтовая) формация с многоярусной односторонне-наклоненной косой слоистостью и поступательными знаками ряби. Визе. Северный Дарваз.

1 — белые алевролиты; 2 — черные аргиллиты; 3 — направление сноса

ствуют 0180—0190—0090). Среди них на продолжении надводных русел реки, выносившей авандельту, откладывались бороздинные, наиболее грубые песчаные осадки (ГФ—0820—0713—0532). Плоские обломки наклонены против течения и, следовательно, против уклона косой слоистости, а удлиненные, включая обломки стволов растений, вытянуты по течению (в отличие от волноприбойных осадков). Весьма характерна многоярусная, односторонне наклоненная, односторонне перьевидная, мелкая косая слоистость с субпараллельными границами раздела косых серий (рис. 71). Мощность косых серий обычно оказывается в несколько раз меньше, чем в надводных дельтах, измеряется долями миллиметра и миллиметрами, редко достигая дециметра. Косые серии (рис. 72) разделяются редкими субпараллельными границами раздела, но в поперечных разрезах иногда видны их линзообразные сечения (реже клинообразные). В алевролитах в поперечных разрезах видна мелколинзовидная гребневолнистая косая слоистость. Косые слойки вогнутые, иногда сходящиеся и резко ограниченные внизу или же неясные, параллельно-штриховатые. В этом случае не наблюдается резких границ ни в кровле, ни в подошве косых серий. Устанавливается множество маломощных оползших прослоев с «диапировым» рисунком, реже небольшие песчано-алевритовые нептунические дайки. Встречаются фигуры оползневого

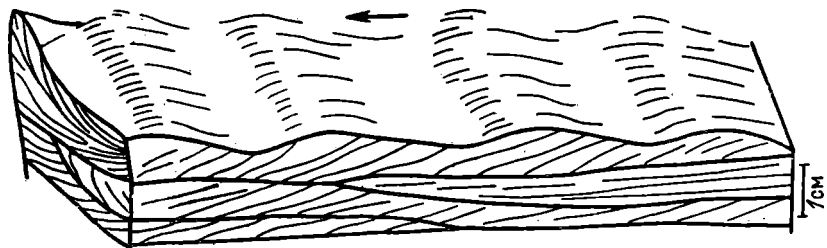


Рис. 72. Косая слоистость и поступательные знаки ряби в подводнодельтовом алевролите. Средний карбон. Карачатыр

будинажа, при котором песчано-алевритовые слои распадаются на удлиненные овальные фрагменты. Характерны обильные скопления (ходы илоедов), имеющие разную форму и разные размеры.

В подводнодельтовых отложениях в общем, и особенно в рассматриваемой зоне, поступательные знаки ряби менее разнообразны, чем в надводных, расстояния между гребешками (6—8) — (12—15) см, но зато появляются параллельные им волновые, с расстояниями в 2,5—5—10 см. В углублениях между гребешками ряби иногда откладывались подчеркивающие их флазерные (по Рейнеку) «лепестки» коллоидной глины.

Ниже по уклону подводной дельты слюдистые алевритовые осадки подводной отмели иногда в виде присыпок «лапшевидно» перемежаются с контрастно обособленными тонкими горизонтальными слоями (сантиметры — доли миллиметров) авандельтовых тонкодисперсных глин (ГФ—0054—0055—0046). Отдельные пачки, сложенные таким «лапшевидным» их переслаиванием, имеют мощность от 2—3 до 10 м, реже до 40 м и прослеживаются на значительное расстояние.

Иловая и застойная зоны подводнодельтового пояса сложены преимущественно горизонтально-слоистыми тонкодисперсными глинами (ГФ—0019—0009, карбонатность 10—20 %). Состоят из гидрослюда или гидрослюда и каолинита, иногда вдали от берега преобладает бейделлит. В алевритовой примеси отношение кварца к полевым шпатам составляет 5:2 и более, часто присутствует мусковитизированный биотит, изредка глауконит (до 2—3,4 %), нет фосфорита. В застойных разностях встречается обуглероженный растительный детрит, линзочки угля, гидроокислы железа, пирит, марказит.

Иногда в фазу регрессий отдельные участки авандельты мелели и на них откладывались прослой относительно крепких волноприбойно-отмельных гравийных песчаников, содержащих битые раковины, обломки стволов деревьев, пласты раковинных или пелитоморфных известняков, частью доломитизированных (карбонатность до 80 %).

В целом осадки подводнодельтовой фациальной свиты своими особенностями (большим содержанием обломочных осадков, направлением сноса и поступательных рябей, большей выдержанностью слоев — десятки сантиметров) отличаются от довольно близких к ним отложений доннотечениевой свиты, преобладающей в разрезах семейства неритовых удаленных пелитовых формаций. Отсутствуют двусторонне перьевидная косая слойчатость и ячеистая рябь, характерная для доннотечениевых осадков, обязанная своим возникновением комбинациям поступательных и волновых рябей, попеременно накладывающихся друг на друга.

Мелкозаливная субформация (рис. 73) образовывалась в мелководных заливах, вдающихся в различные отложения побережья и вытянутых то поперек берега (заливы — култуки у краев выдвигающейся в море дельты), то вдоль него (ограничены от открытого моря насыпными косами, подчиняясь волноприбойному

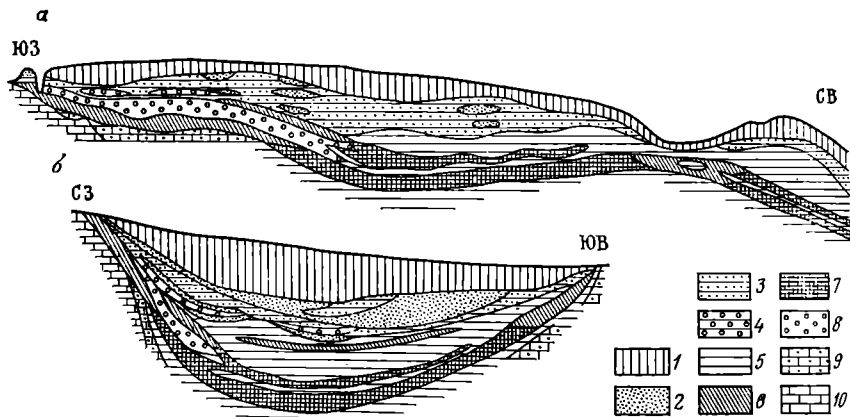


Рис. 73. Раннеплиоценовая шлировая формация (мелкозаливная железорудная субформация) в Керченском бассейне. По А. У. Литвиненко:

а — продольный разрез Кыз-Аульской мулды несколько севернее осевой линии; б — поперечный разрез той же мулды. 1 — четвертичные лёссовидные суглинки; 2 — пески и алевриты; 3 — песчаные глины; 4 — песчаные глины с переложенными рудными оолитами; 5 — глины; 6 — окисленные оолитовые руды; 7 — неокисленные и слабоокисленные оолитовые руды; 8 — окисленные обломочные и обломочно-оолитовые руды; 9 — рыхлые ракушечные, часто сильно глинистые известняки; 10 — известняки

поясу). Площадь самая разнообразная — до десятков и сотен квадратных километров, иногда больше.

Мелкозаливная обломочная зона прослеживается только вдоль краев более крупных заливов. Мощность осадков образующейся здесь фациальной пачки измеряется метрами, реже десятками метров. Сложена песчано-алевритовыми осадками, состоящими из округленных или округленно-угловатых зерен; состав от полимиктового (у скальных берегов) до олигомиктового (у плоских), слюд немного. Наблюдается такая же, как в волноприбойных отложениях, перекрещивающаяся мелколинзовидно-струйчатая косая слойчатость. Мощность косых серий измеряется сантиметрами. Нередко встречается горизонтальная слойчатость, мелкие волновые знаки ряби с расстояниями между гребешками 0,6—1,2—2,5—(4,5—5) см.

Мелкозаливная иловая зона покрыта илами, серыми, редко малиново-красными (позднеэоценовая сумсарская свита Тянь-Шаня). Они представлены алевритовыми глинами (ГФ—0018—0009), состоящими из гидрослюд с монтмориллонитом или из монтмориллонита с гидрослюдой, бейделлитом. Илы неяснослойчатые.

В мелкозаливной застойной зоне появляются илы с тонкой горизонтальной слойчатостью, характерной для спокойных заливов, иногда безжизненные сероводородные илы.

В мелкозаливной субформации подводные оползни отсутствуют или представлены микрооползнями (мощность оползших прослоев измеряется долями миллиметра и миллиметрами). Встречаются фосфорит, вивинанит, оолитовые железные руды (см. рис. 73),

марганцовые кислородные и карбонатные руды, пирит, марказит, обуглероженные растительные остатки, мелкие пеллециподы, фораминиферы. В аридном климате появляются прослойки и гнезда гипса, засоление, исчезают остатки животных.

Волноприбойная субформация имеет мощность единицы или десятки метров, реже больше. Окаймляет берега водоемов, многократно чередуясь в разрезе с отложениями подводных дельт, иногда мелких заливов (рис. 74). Протягивается между ними в виде лентообразных полос шириной от нескольких до десятков километров, реже более 100 км.

Прибойнообломочная зона отлагается, главным образом, при воздействии прибой волн и сопутствующих ему производных донных течений и частью приливно-отливных (рис. 75). Образует сравнительно узкую полосу, обычно не свыше 10—15 км, часто гораздо меньше, но в отдельных случаях в мелководных бассейнах может достигать ширины в десятки километров (низы московского яруса Южной Ферганы). Она расширяется до 100 км при регрессии моря и за счет сноса в море ветром эоловых песков (например, у берегов Западной Сахары и в Красном море).

Осадки характеризуются наиболее разнообразным составом. Залегание волноприбойных осадков зачастую неправильное, прерывисто-линзообразное, слои или линзы здесь быстро сменяют друг друга и в несколько раз мощнее, чем в подводнодельтовых. Окраска осадков от светло-серой до темной.

В волноприбойных осадках, отложенных у скальных берегов, образуются конгломераты и гравелиты. Однако в отличие от наземных молассовых формаций прибрежные шлировые не содержат конгломератов мощнее 10 м. Конгломераты и гравелиты всегда слоистые, часто лентами перемежаются между собой. Отсутствуют брекчии, так как перебив щебня волнами вызывает быстрое и совершенное окатывание даже крепких кремневых и кварцевых обломков. Это наблюдалось, например, в местах переслаивания раннеальбских подгорновоерных и волноприбойных отложений в районе р. Зеравшан.

В конгломератах, гравелитах (ГФ—7210—4303) плоские обломки наклонены от берега (рис. 76) и ориентированы параллельно косой слойчатости (отличие от дельтовых и речных осадков). Удлиненные обломки вытянуты поперек берега. Имеются детритусовые гравийные ракушечники, гравелиты с битой ракушей, образующие береговые валы, разнородные и гравийные песчаники (ГФ—0901—0820—0811), реже песчаные алевролиты (ГФ—2151—027—0082). В обломочных волноприбойных породах гравийные и песчаные зерна округленные, округленно-угловатые. В целом они значительно лучше окатаны, чем в смежных подводных дельтах (например, отложенных р. Волгой). Соотношение кварца и полевых шпатов от 2:7 до 8:1, иногда характерно обилие листочков слюд (от 0,8—5 до 14 %), много раковин и их обломков, образуются раковинные песчаники и алевролиты, типичные для волноприбойной субформации. Карбонатность от 11 до 35—34 %,

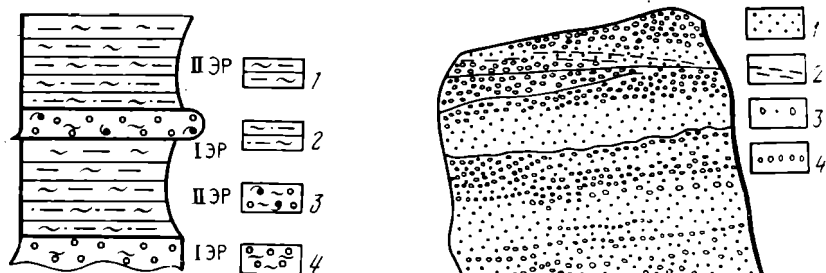


Рис. 74. Разрез ритмической перемежаемости пород раннеальбской шлировой (волноприбойной) формации, Левобережье р. Зеравшан:

1 — прибойноилловые черные неслойчатые пелиты без примеси песка; 2 — то же, песчанистые; 3 — прибойнообломочные (детритусовые) раковинные гравийные известняки (фалёны); 4 — прибойнообломочные гравелиты

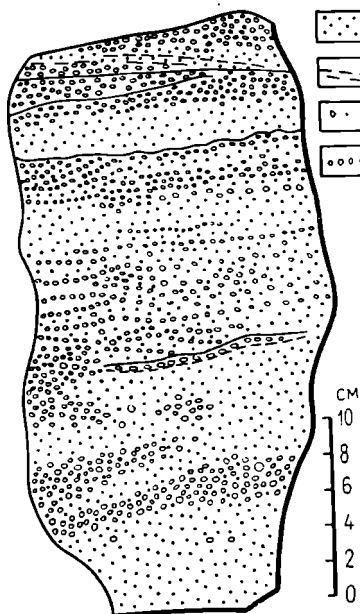


Рис. 75. Постгеосинклинальная шлировая (волноприбойная) формация с обратной субритмичностью. Нижний альб. Левобережье р. Зеравшан:

1 — алевролиты; 2 — глинистый алевролит; 3 — гравийный песчаник; 4 — гравелит

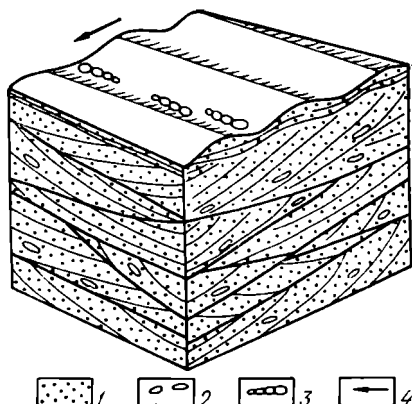
т. е. выше, чем в осадках смежных подводных дельт; этим и обуславливается относительно большая крепость волноприбойных обломочных осадков. В грубозернистых разностях изредка встречаются косолинзовидные наслоения, однообразно наклоненные от берега и тянущиеся на большом протяжении. Они характеризуются линзовидными косыми сериями (мощность каждой линзовидной косой серии измеряется сантиметрами, дециметрами, до первых метров).

Обильно представлена разнообразная, изредка параллельная, но чаще косая слоистость. Она разносторонне наклоненная, но с преобладанием наклона от берега в глубь моря. В эту же сторону наклонены плоские обломки. Характерна также мелкогребневидно-волнистая (струйчатая), перекрестная, иногда перистая косая слоистость («елочка»). Границы косых серий то резкие, то расплывчатые. Косые слои наклонены под углами до 20—30°.

В волноприбойных песчаных и алевроитовых отложениях обычно присутствует широкий спектр волновых знаков ряби, образующий такую гармоническую серию расстояний между гребешками: 1,0—2,5(4—5)—(10—11) см. Иногда две одинаковые системы ряби (5+5) или (10+10) см накладываются друг на друга под острым углом, образуя ромбовидные ячейки. Волновые знаки ряби обычно параллельные и очень выдержанные, ближе к берегу дихотомизируют на две равновеликие ветви.

Рис. 76. Прибойнообломочные пляжевые песчаные и алевритовые осадки.

Соотношение ориентировки: 1 — песчаники и алевриты с разносторонней перекрестной и перистой косою слоистостью плоских обломков пород и знаков ряби; 2 — гальки; 3 — раковины гастропод; 4 — направление уклона дна водоема и господствующего сноса осадков



Начиная от берега, встречаются разнообразные остатки фауны, включая толстостенные разломанные окатанные раковины со следами сверлящих организмов (часто наблюдаемые как в коренных карбонатных отложениях береговой линии, так и в гальке). В приливо-отливной зоне (в литорали) имеются обильные сколиты (ходы илоедов), обладающие разными размерами (поперечник от 1 мм до 1—2 см). Здесь в эпизодических пересыхающих лужах зачастую откладываются слои глины с многоугольниками усыхания, иногда с отпечатками кристаллов льда, следами наземных, ползающих и илоядных животных.

В прибойноиловой зоне преобладают неслойчатые и неяснослойчатые пелитовые породы, более грубые, чем в подводных дельтах, иногда песчанистые и даже гравелистые (паттумные) глины (ГФ—3133—2008—0226), чаще алевритовые глины (ГФ—0226—0055—0037—0028), реже тонкодисперсные (ГФ—0019—0009). С удалением от берега в пелитовых осадках постепенно уменьшается содержание карбонатов. У берегов пелиты имеют каолинистый состав с гидрослюдой, в 5—20 км от берега — гидрослюдистые с каолинитом и с монтмориллонитом, иногда монтмориллонитовые, редко бейделлитовые (данные по меловым отложениям долины р. Зеравшан). Содержат зерна (до 1,2—1 мм) светлого глауконита (до 0,3—1 %), иногда псевдоморфно замещающие биотит. Часто обильные зерна и желваки фосфорита, скапливающиеся в отдельных слоях. Вдали от берегов в илах встречаются тонкостенные брахиоподы, различные фораминиферы, водоросли, морские ежи (клипиастер, по Д. В. Наливкину); много различных следов движения животных; имеются следы ползания брахиопод, червей и др.

В прибойнозастойной зоне развиты более тонкие илы, содержащие обуглероженные растительные остатки, пирит, марказит.

Чаше всего шлировые формации в общем имеют полимиктовый состав.

Аркозовая шлировая разновидность описана в постгеосинклинальных позднемеловых формациях Средней Азии (Фергана, долина р. Зеравшан, Кызылкумы), встречается в постплатформенных.

Олигомиктовая (волноприбойная и подводнодельтовая шлировидная) разновидность широко распространена в платформенном ряду (на Русской плите, в палеогене Средней Азии и др.), где сопровождается менее распространенной волноприбойной фосфоритовой субформацией.

Шлировые формации тесно связаны с молассовыми, также имеют весьма широкое распространение и могут образовываться практически на всех горообразовательных стадиях развития земной коры. Известны в кайнозойских отложениях океанических островов, в отложениях разного возраста на островных дугах. Характерны для геосинклинальных поясов, особенно для завершающего этапа их развития (верхний палеозой Урала и Южного Тянь-Шаня). Довольно типичны для отложений постгеосинклинальных поясов (верхний мел Ферганы, байос — бат Гиссарского хребта и т. п.), встречаются в постплатформенных областях (шельф Индостана, о. Шри-Ланка).

Квазиплатформенный подвид (в низах нижнего палеозоя в Северном Тянь-Шане); прагеосинклинальный (в рифее Северного Тянь-Шаня, Северного Памира — ванчский комплекс, представленный подводными дельтами); протоплатформенный (ранний палеозой Сибири, докембрий Индостана); пракоинтентальный (архей дарварской системы Индии).

Иногда шлировидные, реже шлировые, формации образовывались в условиях равнинообразовательного режима (квазиплатформенные кембрийские Центрального Тянь-Шаня, платформенные в палеогене Тянь-Шаня и др.). Шлировые формации, подобно молассам, иногда удается подразделить на четыре климатических вида: 1) сероцветную (ледовую), 2) серо-буроцветную (умеренно-климатическую), 3) светлую зелено-(красно)цветную (сухо-жарко-климатическую) и 4) темноцветную (влажно-жаркоклиматическую).

К шлировым формациям приурочены разнообразные россыпные месторождения — касситерита, циркона, минералов титана и др.

Встречаются проявления руд марганца, желваковых фосфоритов. Изредка известны медистые песчаники. Подводнодельтовые, реже волноприбойные, субформации нередко вмещают в себя месторождения нефти и газа (месторождения Бухары, Хивы). Среди многих геологов укоренилось мнение о том, что подводнодельтовая субформация, аккумулируя значительные количества органического вещества, является основным нефтематеринским образованием. Отсюда сформировавшаяся здесь нефть может мигрировать по удобным путям, собираясь в ловушки.

Нефтегазоносные залежи бывают приурочены и к отложениям береговых баров. Последние, несмотря на их небольшую ширину (десятки, сотни метров), обычно выдержаны по простиранию, поэтому могут содержать значительные запасы углеводородов (например, в девоне США).

*Семейство удаленных неритовых пелитовых формаций** образуется на окраине континентальной ступени, на участках шельфа, удаленных от берегов, обычно на глубинах не более 200 м (реже до 400—500 м, по Л. Б. Рухину). Этой глубины достигает действие волн, поэтому показателем малой глубины может являться нахождение волновых знаков ряби (расстояние между гребешками от 1,2—2,5—5 и 10 см), нередко наложенных на господствующие здесь поступательные ряби, обязанные действию донных течений, а также нахождение оолитовых образований, наличие скоплений остатков водорослей и довольно разнообразных остатков животных.

Преобладают отложения доннотечениевого фациального пояса (субформации) и центрально-отстойного (также образующего отдельную субформацию).

Наиболее активную роль в развитии удаленных неритовых формаций играет пояс донных течений, к осадкам которого прибавляются прибойно-отмельные, в проливах — приливно-отливные течения, а в углублениях дна бассейна, в местах снижения деятельности течений, пассивно оседает центрально-отстойная пелитовая муть.

Часть терригенного материала переносится еще дальше от берегов к континентальному склону. Однако гидродинамические агенты этого перемещения пока остаются до конца невыясненными. Авторы полагают, что среди последних главными также являются донные течения.

Общая масса воды, движущаяся в течениях, в тысячи раз превышает массу речных вод. В Каспийском море они, по схеме Н. М. Страхова, занимают около 2/3 всей его площади. На долю доннотечениевых осадков приходится, по-видимому, 60—80 % всех неритовых формаций.

Образование донных течений связано с общей циркуляцией воды в бассейне, с рельефом берегов и в основном определяется циркуляцией масс воздуха.

Иногда, из-за недостатка фациальных данных, к осадкам удаленных поясов формально присоединяются также сходные по составу и текстуре пловые осадки сточных течений, образующихся на периферии подводных дельт, хотя их правильнее было бы относить к прибрежным шлировым формациям (или же шлировидным в равнинообразовательных условиях). В состав удаленных неритовых формаций не включаются отложения мутьевых потоков, которые возникают в глубоководных фациальных комплексах — батинальных и абиссальных.

Направление переноса осадков донных течений хорошо определяется по ориентировке свойственной им односторонне наклонен-

* В составе удаленных пелитовых формаций не всегда сразу удается выделить характеризующие неритовые удаленные формации от еще более удаленных батинальных и абиссальных (см. ниже). В таких случаях любые из них, или же все вместе взятые, могут описываться под названием нерасчлененных «удаленных пелитовых формаций».

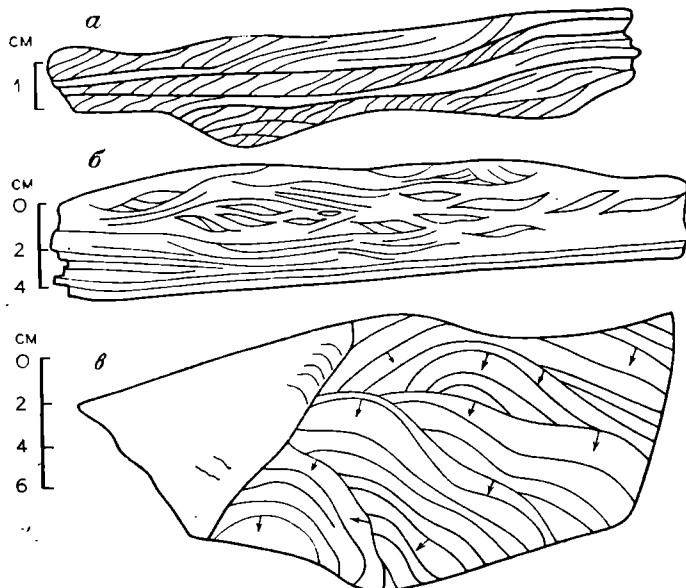


Рис. 77. Постгеосинклинальная удаленная неритовая (доннотечениевая) тонкопелитовая формация. Односторонняя косая слоистость в нижнетуронских течениево-обломочных алевролитах левобережья р. Зеравшан:

a — продольный разрез; *b* — поперечный разрез: двояковыпуклые линзы и очковая текстура; *v* — план, стрелки указывают направление погружения слоев

ной косой слоистости и поступательных знаков ряби, а также удлиненных предметов органического (раковинки гастропод — тен-такулиты) и неорганического происхождения, включая песчинки (рис. 77, 78). Для определения ориентировки последних используются палеомагнитные данные.

Обычно скорость донных течений невелика (0,2—0,5 м/с), хотя они могут перемещать пелит, алевроит, реже песок. Она значительно возрастает только в проливах. В Ламанше скорость те-

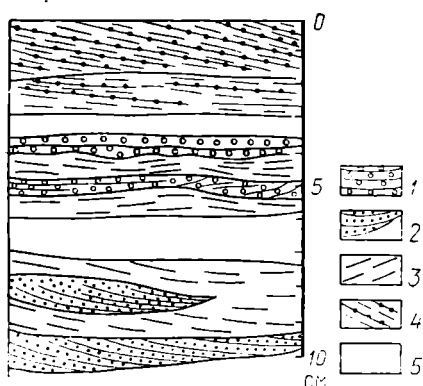


Рис. 78. Постгеосинклинальная удаленная неритовая тонкопелитовая формация. Типы слоистости в осадках доннотечениевого пояса. Нижний турон. Зиятдинские горы.

Течениево-обломочные: 1 — известковые гравелиты; 2 — известковые песчаники и алевролиты; 3 — течениево-иловые косослойчатые тонкодисперсные глины; 4 — течениево-застойные тонкодисперсные глины с косослоеватым расположением рассеянных зернышек пирита; 5 — тонкодисперсная глина без ясной слоистости

чения до 2,5 м/с и более. Они переносят и откладывают местами даже гравий, гальку, щебень. Поэтому в удаленном неритовом комплексе образуется очень мало обломочных пород (среди которых практически представлены, главным образом, алевролиты). На их долю приходится здесь в среднем лишь 1/10 объема осадков; резко преобладают доннотечениевые пелитовые осадки.

Скорость донных течений и доля обломочных осадков в их осадках резко возрастает в приливно-отливных условиях, в проливах, особенно если они при этом соприкасаются с подводнодельтовой обломочной зоной. Такие обломочные отложения прослеживаются на расстоянии 10—20 км от выхода течений из пролива. Напротив, в других случаях, в некоторых доннотечениевых неритовых формациях обломочные осадки могут почти или вовсе исчезать (на платформах).

Сильные донные течения способны размывать иловые и карбонатные иловые осадки и даже порождать в них перерывы. При этом на размывтой поверхности могут скапливаться гравий и галька, конкреции, сферолиты, окислы железа и марганца или же важные в практическом отношении зернистые фосфоритовые и глауконитовые пески. Мощность последних в таких отложениях может достигать 28 м.

В целом доннотечениевые отложения содержат меньше карбонатов, чем волноприбойные, но все же больше, чем подводнодельтовые. Повышенная карбонатность шельфовых образований особенно характерна для доннотечениевых отложений аридного климата. Например, в современных отложениях этого типа в Каспии она не ниже 20—50 %, а вдоль оси течений и у плоских восточных берегов больше 50 %.

Мощность доннотечениевой субформации измеряется метрами, десятками, реже сотнями метров. Распространена неправильными полосами шириной от нескольких километров до нескольких десятков километров, расположенными за пределами прибрежных фациальных поясов; вытянута вдоль краевых крупных водоемов морского или лагунного типа, вдоль проливов и на их продолжении.

Течениево-обломочная зона располагается вдоль оси доннотечениевого пояса, образуя прерывистые неширокие языки. Чаще представлена алевролитами, реже мелкоземистыми песками. Характеризуется часто хорошей отсортированностью и однородным составом в каждом отдельно взятом участке (ГФ—0532—0352), но в общем слабее отсортированы, чем в дельтах и волноприбойном поясе; карбонатов в аридных условиях до 27—32 % (мел Средней Азии).

Лапшевидные осадки, по-видимому, отсутствуют. В поперечных разрезах отмечается малая выдержанность слоев и косых серий, мощность последних обычно до первых сантиметров, однако в редких случаях может достигать до 10—15 см. Слойки параллельные или сходящиеся книзу.

Косая слойчатость — многоярусная односторонне наклоненная с субпараллельными границами раздела косых серий, имеет в поперечных срезах или гребневолнистый рисунок (иногда образуется ряд многочисленных, примерно равновеликих, мелких, срезающих друг друга вогнуто-слойчатых линз), или плавноволнистый, объясняющийся образованием многочисленных, примерно равновеликих двояковыпуклых линзовидных косых серий размером до $(0,5-2,5) \times (4-3)$ см. В последнем случае смежные линзовидные серии, находящиеся на одном уровне, часто образуют фигуру «очков», которая почти не встречается в осадках подводных дельт. Слойки в таких сериях нередко имеют вогнутую форму, причем часто к одному краю сливаются, а к другому расходятся, подобно «конскому хвосту». В продольных разрезах косых серий наблюдается не только такая односторонне перьевидная их форма, но и двусторонне перьевидная. Границы косых серий чаще волнистые и кривые, особенно в поперечных разрезах, а также бывают неотчетливыми с одной или с обеих сторон. Наблюдаются также кососрезанные сверху, зубчатые окончания таких серий, образующие фигуру «петушьих гребней».

В мелководных доннотечениевых осадках поступательные знаки ряби почти столь же разнообразны, хотя менее обильные и обладают несколько более значительными расстояниями между гребешками $(6-8)-(12-14)-25$ см. Кроме того присутствуют перпендикулярные к ним волновые знаки ряби с расстояниями между гребешками в 5 и 10—12 см. Они накладываются на ближайшие по размерам поступательные, образуя попарные комбинации $(7+5)$, $(13+15)$, $(13+10)$ и порождая при этом округло-прямоугольные ячеистые знаки ряби. Нередки языковидные следы размыва и стекания, вытянутые параллельно друг другу, острым концом против течения. Иногда встречаются следы оползания. В некоторых случаях прослойки доннотечениевых алевролитов содержат обильные иероглифы типа тонких биоглифов (размером $0,5-1$ мм в поперечнике) и обильные следы стекания. Эти текстуры сходны с наблюдаемыми во флишевых формациях, отложенных турбидитными потоками, но в отличие от них в осадках донных течений отсутствует градиционная слойчатость.

Содержат рассеянные зерна глауконита (до 3—20 %), которые при перебивании глины накапливаются в отдельных слоях. Таким же путем накапливаются зернышки фосфорита в залежах зернистых фосфоритов. По данным Г. Н. Батурина, фосфориты возникают в 95 % случаев на глубинах, не превосходящих 330 м, в местах, где действуют восходящие воды (апвеллинги), приносящие в растворе фосфор. Имеются мелкие тонкостенные пеллециподы и брахиоподы (створки которых разрознены, повернуты выпуклой макушкой кверху и наклонены против течения), также гастроподы, фораминиферы, чешуя рыб, иногда одиночные кораллы.

В течениево-пелитовой зоне в удаленных неритовых пелитовых осадках не менее 60—70 % приходится на долю чистых или мало-

алевритистых глин (ГФ—0126—0055—0028—0019), отсутствуют или редки слои мусорных песчаных глин. Состав глин каолининовый с гидрослюдой и бейделлитовый с мусковитом, биотитом, глауконитом. В ряде случаев теченневоиловые отложения содержат мало карбонатов, но иногда доля последних возрастает и тогда образуются карбонатно-пелитовые осадки.

Теченнево-пелитовые осадки также обладают кривой слоистостью, общей для доннотеченневых отложений, но для ее установления в них требуется некоторый опыт, так как здесь она едва намечается.

В теченнево-застойной зоне преобладают темные, серые, бурые тонкодисперсные мелкоалевритистые глины с обуглероженными растительными остатками и иногда рассеянными битумами, сидеритом, с обильными вкраплениями пирита или марказита. Иногда прослои битуминозных сланцев с остатками рыб, лишенные иной фауны. Может наблюдаться односторонне наклоненная доннотеченневая кривая слоистость, подчеркиваемая расположением зернышек сернистых соединений железа или же продуктов их окисления (см. рис. 78).

По данным, приведенным В. И. Марченко в 1965 г., отложения течений характеризуются относительным повышением отношения окисного железа к закисному: в средней зоне шельфа до 1—1,25 (вместо 0,3—0,4 для осадков без течений); в нижней до 0,5—0,7 (вместо 0,2—0,4).

Доннотеченневые терригенные отложения обычно бывают сопряжены с удаленными силикатными и удаленными карбонатными формациями.

Выделяются два комплекса формаций. В обоих комплексах, в зависимости от типа водоема, могут быть выделены лагунный и морской подкомплексы.

Комплекс удаленных неритовых горообразовательных пелитовых формаций. Отличается большой скоростью накопления (более 10—15 м/млн. лет), иногда значительной мощностью (сотни и тысячи метров), а также наличием аркозовых, граувакковых и иногда туфогенных пород. Содержит некоторое, хотя и резко подчиненное, количество слоев песчаных и алевритовых пород, в которых нагляднее всего выражены признаки доннотеченневого происхождения.

Удаленная неритовая (горообразовательная) лагунная пелитовая формация развита, например, в некоторых неогеновых свитах в южных предгорьях Большого Кавказа.

Удаленная неритовая (горообразовательная) морская псаммит-пелитовая формация (например, постгеосинклинальная меловая в Тянь-Шане, в долине р. Зеравшан в сеномане, нижнем туроне мощностью 1,2—10,5 м и в верхнем туроне мощностью до 36 м) по составу отложений близка к описываемым далее пелитовым формациям, но содержит большую долю обломочных осадков.

Удаленная неритовая (горообразовательная) морская пелитовая формация наблюдается, например, в постгеосинклинальных меловых отложениях Южно-Таджикской и Зеравшанской депрессий. Отличается от шлировой субформации по палеогеографическим данным, характеризуется еще более тонким составом и меньшим содержанием песчаников и алевролитов (которое редко достигает 10—20 %).

Комплекс удаленных неритовых равнинообразовательных пелитовых формаций имеет широкое распространение при небольшой мощности. В отложениях таких формаций нет прослоев псаммитов, обычно свойственных доннотечением осадкам. Пелитовый их состав свидетельствует о том, что в их образовании, вероятно, участвовали пелагические центрально-отстойные илы, а наличие прослоев ракушечных и пелитоморфных известняков говорит о их мелководности или периодическом обмелении.

Удаленная неритовая (равнинообразовательная) морская тонкопелитовая формация, видимо, составляет большую часть серых и синих илов современного шельфа. Распространена в палеогене Средней Азии (сузакский, ханабадский ярусы).

В приподнятых участках дна моря такие доннотечениевые отложения при обмелении моря сменяются карбонатными породами — мергелями, устричниками и устричными или пелитоморфными известняками, иногда непосредственно лежащими на палеозое (Центральные Кызылкумы).

Глауконитовая разновидность накапливается при перемывании неритовых пелитовых осадков донными течениями.

Зернисто-фосфоритовая разновидность образуется, возможно, при участии восходящих течений (апвеллингов), представляет значительную ценность.

Доннотечениевое их образование доказано в палеогене западных отрогов Гиссара (Ходжа-Магомет, где авторами наблюдалась типичная для таких осадков косая слоистость) и в Центральных Кызылкумах (данные В. С. Бойко). Здесь алевроитовые зернистые фосфориты залегают в палеогеновых тонкопелитовых формациях, отложенных вокруг Центрально-Кызылкумских поднятий. Известны в верхнемеловых осадках на Ближнем Востоке и в Северной Африке.

Горючесланцевая разновидность образуется в центрально-отстойном фациальном поясе. Обычно обладает богатым набором ценных компонентов, как органических, так и минеральных, включая приличные содержания целого ряда редких и рассеянных элементов (например, раннеэоценовая туранская разновидность в Средней Азии, занимающая площадь около 100 тыс. км², кембрийская кукерская в Прибалтике — 15 тыс. км² * и т. д.).

Из других полезных ископаемых, встречающихся в алюмосиликатных удаленных неритовых формациях, следует отметить бенто-

* В последнее время И. О. Мурдмаа, Эйнасто и др. склонны относить ее к батинальным осадкам.

ниты, кремнистые и коллоидные глины, а также встречающуюся приуроченность к ним залежей нефти и газа (Бухаро-Хивинская депрессия).

Глава 19

АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ПРЕДКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТУПЕНИ

Алюмосиликатные (терригенные и туфогенные) формации предконтинентальной ступени представляют часть океанических осадочных формаций в широком смысле, обнимая отложения континентальных и островных склонов и их подножий, но не включает осадки шельфовых морей.

П. Л. Безруков и И. О. Мурдмаа [2] используют термин «приконтинентальные формации», другие в этом же смысле говорят об «окраинно-склоновой области».

Кромка шельфа, расположенная на глубине 200 (400) м, является естественной динамической орогидрографической границей между континентальной и предконтинентальной ступенями рельефа.

В пределах предконтинентальной ступени происходит массовое накопление терригенных осадков, а также не обособляющихся от них туфогенных, сносимых с континентальных и островных склонов.

Терригенными называются отложения, снесенные в виде обломков или взвесей с континентальной суши (terra) и окаймляющих ее окраинно-материковых островных дуг и кордильер. (К числу терригенных не относятся аналогичные отложения, снесенные с островов, расположенных в пределах океанов на коре океанического типа (см. гл. 7) и сложенных, главным образом, базальтами и атолловыми рифовыми известняками, такие поднятия далее называются океаническими).

При этом образуется широкий равнинный терригенный, точнее туфогенно-терригенный шлейф, окаймляющий склоны и протягивающийся к океану, вплоть до оси ближайших глубоководных океанических впадин, откуда в них вклиниваются слои наиболее тонких гемипелагических осадков. Эти равнины лишь частично являются батимальными, а именно, во впадинах, ограниченных кордильерами. В основном же они расположены на глубинах от 2400—2500 м и глубже, отвечающих абиссальной области.

На другой стороне этих океанических котловин начинается океаническая ступень, на которой накапливаются осадки, сносимые с океанических поднятий и в значительной мере имеющие пелагическое* происхождение.

* Пелагическими называются осадки, сложенные из медленно оседающих мельчайших органогенных и минеральных частиц, взвешенных в океанических водах, а также из веществ, растворенных в этих водах.

Формации этих обеих ступеней, вместе взятые, охарактеризованы на некоторых частных примерах в работах П. Л. Безрукова и А. П. Лисицина [18] и др. [41]. Эти данные касались главным образом современных и четвертичных отложений. Позднее работы П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа [2, 20], А. И. Конюхова, Ю. А. Богданова, М. А. Левитана и А. П. Лисицина и некоторых других легли в основу излагаемого ниже понимания современных и ископаемых океанических формаций.

Обычно океанические отложения расчленяются океанологами согласно петрогенетическому принципу, кроме того океанические осадки делятся на генетические типы, в зависимости от их динамической связи с краями континентов, островными дугами, подводными поднятиями и океаническими котловинами [41].

В отличие от упомянутых исследователей, авторы стремятся, по возможности, не выделять смешанные гетерогенные «формации», такие как «осадочно-вулканогенные», «терригенно-силицитовые», «терригенно-карбонатные» и т. д., представляющие собой ассоциации формаций разного происхождения (см. гл. 1).

Скорость накопления терригенных осадков, накапливающихся около континентальных поднятий, достаточно велика (10—30 м/млн. лет); за четвертичный период мощность отложений составила десятки метров, за неоген—сотни метров.

Скорость накопления пелагических океанических осадков обычно меньше 5 см в 1 000 лет, т. е. на половину порядка меньше, чем у предконтинентальных, и на два-три меньше, чем у осадков континентальной ступени.

По А. П. Лисицину [18], в объеме рыхлых осадков, слагающих первый сверху сейсмический слой океанических бассейнов, отложения шельфа, континентальных и островных склонов составляют 163—190 млн. км³, а накопившиеся в глубоководных котловинах—120—150 млн. км³. В число последних входят также абиссальные терригенные осадки, отложенные в нижних частях этих котловин и в большей части относящиеся к предконтинентальной ступени рельефа. С учетом этого можно заключить, что общий объем осадочных формаций предконтинентальной ступени заметно больше, чем океанических пелагических.

Предконтинентальная ступень формируется в основном на месте тех регионов, где продолжается субокеаническая ступень магматогенного развития земной коры (см. гл. 8), по охватывает частично прилегающие окраины ступеней как с континентальным типом развития земной коры, так и с океаническим. Поэтому для отложений предконтинентальной ступени характерно участие в них андезитового материала, сносимого с периферийно-океанических островных дуг и отсутствующего в отложениях океанической ступени с продуктами разрушения базальтоидных формаций. Как будет показано ниже, другие отличия предконтинентальных формаций не всегда отчетливы или же еще мало выявлены. Поэтому при выделении таких формаций в ископаемом состоянии много дают общие палеогеографические и структурно-формационные их

особенности и взаимоотношения с достаточно уже изученными и охарактеризованными смежными формациями континентальной ступени (см. гл. 18).

Главные динамические типы предконтинентальных отложений

Говоря о динамике осадков на дне океана, отметим прежде всего значение турбидитных (подводных грязевых) потоков, играющих важную роль в формировании предконтинентальных осадочных формаций (рис. 79). Кроме того сказывается общая циркуляция вод океана, распадающаяся на течения разных типов. Они также усиливаются главным образом вдоль окраин континентов.

По данным Хизена, Юинга и др., деятельность терригенных турбидитных (подводных грязевых) потоков* является одной из характернейших динамических особенностей в образовании глубоководных океанических формаций, особенно терригенных предконтинентальных. Турбидитами, по Кюнелю, называются осадки подводных грязевых потоков, флюксотурбидитами (Джулинский, Ксенжеквич, Кюнел) — отложения донных мутьевых течений, обособляющихся от турбидитных потоков после оседания из последних основной массы переносимой ими грязи. Наиболее типично они выражены здесь в выносах подводных каньонов, играют существенную роль также в развитии глубинных дельт.

* Такие потоки напоминают наземные селевые, назывались также суспензионными (Холмс), мутьевыми (И. В. Хворова), нефелоидными (верхний их слой) и др.



Рис. 79. Распространение отложений предконтинентальных турбидитных потоков. По Б. С. Гизену и др.:

1 — комплекс поднятий; 2 — области, недоступные для потоков (океанические подводные поднятия, с которых спускаются мутьевые потоки); 3 — области предконтинентальных терригенных отложений мутьевых потоков, которые из неритовой области (стрелки) стекают до абиссальных впадин

Толчком к выявлению и широкому изучению турбидитных потоков и их отложений, представленных в оксанах, послужил разрыв подводных кабелей на линии Нью-Йорк — Европа, произошедший в 1929 г. у Ньюфаундленда, на предконтинентальном терригенном шлейфе на глубине около 5000 м, обремененный катастрофическому сползанию разжиженных грязевых масс, накопленных в глубинной дельте р. Св. Лаврентия.

Судя по времени последовательных разрывов в ряде параллельных кабелей, поток этот двигался со скоростью до 150 км в час. Он разлился по дну сплошной плоской блинообразной массой на огромной площади в 200 000 км². Толщина отложенного ими слоя достигала 1 м, но к краям уменьшилась до 10 см. Такие выдержанные маломощные слои известны только во флишевых формациях. Были зафиксированы и другие современные турбидитные потоки меньших размеров, в том числе у алжирского побережья Средиземного моря (13 000 км²) и пр.

Позднее турбидиты были установлены также в предконтинентальных каньонах и подводных веерах, на склонах островных дуг и кордильер (по данным Мура, Бира и Горзлайна, Бекера, Стоу), где подверглись детальному изучению.

Образование турбидитных потоков облегчается тем, что насыщенные водой рыхлые осадки находятся на континентальных и островных склонах в неустойчивом состоянии на морском дне. Допускается, что толчком к началу турбидитного движения таких осадков нередко являются землетрясения.

Было установлено также неравномерно-периодическое, прерывистое повторение образования турбидитов. Например, они возникают в подводных веерах на южном побережье Калифорнии примерно через каждые 400 лет [33]. Образование каждого турбидитного потока представляется катастрофой, нарушающей обычный спокойный ход седиментации на морском дне.

При образовании турбидитных потоков под влиянием силы тяжести приходят в движение огромные массы рыхлых донных пелитовых и алевропесчаных осадков. Перемещение таких потоков характеризуется турбулентным нисходящим движением мелкодисперсной взвеси. В них происходит поэтому перемешивание материала первоначально обособленных пелитовых, алевритовых и песчаных слоев с водой и между собой. Возникает довольно плотная суспензионная грязевая масса, в которой как бы плавают захваченный в ней гравий, галька и даже более крупные обломки.

Исходная масса вещества турбидитных потоков представлена обломочно-грязевой смесью, в которой перемешаны пелитовые, алевритовые, песчаные и гравийные частицы, реже гальки и более крупные обломки. Обычно наибольший размер обломков не превышает 10 см, т. е. не достигает размера валунов, за исключением олистолитов, встречающихся в так называемом «диком флише».

Из этой массы отлагается мусорный слой — турбидит с характерной градиционной слойчатостью, типичной для флишоидных формаций. Турбидиты, участками, перемываются отжатыми от них

мутевыми, нефелопдными водами, вовлеченными во флюксотурбидитные течения. При этом образуются две контрастные ветви осадочной дифференциации: а) обломочные (зернистые) флюксотурбидиты (в основном пески и алевроиты) и б) грязевые флюксотурбидиты (мусорные алевропелиты). Еще дальше выносятся нефелопдная муть, распространяющаяся на первые тысячи километров. Флюксотурбидиты в зернистых разностях представлены песчано-алевритовыми прослоями с параллельной слойчатостью и с косо-й слойчатостью доннотечениявого типа.

Для алевропелитовых грязевых флюксотурбидитов характерна своеобразная лентиккулярная прерывисто-полосчатая окраска, указывающая на наличие расплывчатой прерывистой извилистой мелколинзообразной псевдослойчатости (которая, в сущности, соответствует флсидальности в лавовых потоках).

От них отличаются тонкопелитовые пелагические отложения, медленно накапливающиеся в промежутках между катастрофически возникающими турбидитными потоками.

Предконтинентальные отложения содержат мало органических остатков, за исключением принесенных турбидитными потоками с мелководья.

Среди глубоководных органических остатков во флишоидных формациях чаще всего представлен наннопланктон — мельчайшие остатки кокколитофорид, флагеллят, птеропод, встречающиеся главным образом в гемипелагических слоях; изредка находятся остатки свободно плавающих организмов — кости и щитки рыб, раковины аммонитов и их отпечатки. У более крупных карбонатных органических остатков бывает растворена непогруженная в ил верхняя их половина, вследствие агрессивного действия углекислых придонных вод. Из-за растворения карбонатные остатки организмов исчезают в более глубоководных отложениях, накапливавшихся ниже критической глубины карбоната накопления (4,0—4,5 км). При этом несколько выше этой границы уже растворяются и исчезают раковины фораминифер, но еще сохраняются медленно растворяющиеся остатки наннопланктона.

На многих фотографиях глубоководных илов, по данным Хизена, видны извилистые следы движения животных (биотурбидиты) и «сосочковые» текстуры — мелкие округлые возвышения с углублением на вершине, очевидно, образованные восходящими струйками воды, возможно, перемещавшимися вместе с газами. По всей вероятности, с ними связаны «текстуры взмучивания», нередко наблюдаемые на поперечных разрезах колонок глубоководных отложений.

В холодноклиматических областях основная часть терригенных осадков сносится ледниками (Антарктида, Гренландия и др.).

В образовании океанических осадков повсеместную, хотя и относительно небольшую роль играет также эоловый спос с суши, происходящий главным образом из аридных пустынных областей. Мощность выпадающего эолового материала, в расчете на всю поверхность Земли, составляет от 0,1 до 1 мм за 1000 лет [18]. Это

количество примерно равновелико поступлению в океан ледового материала (1,5 млрд. т в год).

Предконтинентальную ступень можно расчленить на четыре орогидрографических фациальных комплекса, а именно:

- 1) предконтинентальных поднятий;
- 2) предконтинентальных и островных склонов;
- 3) батальных предконтинентальных впадин;
- 4) абиссальных предконтинентальных терригенных равнин.

Соответственно этому, предконтинентальные терригенные формации расчленяются на четыре семейства.

Во избежание повторений в этой главе далее почти не затрагиваются мелководные и наземные алюмосиликатные отложения, образующиеся в пределах предконтинентальной ступени на глубинах менее 200—400 м, т. е. в верхней части кордильер и островных дуг, поскольку они аналогичны уже описанным неритовым алюмосиликатным осадочным формациям континентальной ступени.

Далее приведена общая классификация алюмосиликатных осадочных формаций предконтинентальной ступени.

Классификация алюмосиликатных осадочных формаций предконтинентальной ступени

Семейство предконтинентальных шлировых формаций.

Комплекс предконтинентальных шлировых (горообразовательных) формаций:

— предконтинентальная шлировая.

Комплекс предконтинентальных шлировидных (равнинообразовательных) формаций:

— предконтинентальная шлировидная.

Семейство предконтинентальных подводноперерывных терригенных формаций:

— предконтинентальная подводноперерывная.

Семейство батальных терригенных (флишоидных) формаций.

Подсемейство батальных предкордильерных флишоидных формаций:

- предкордильерная лагунная флишоидная;
- предкордильерная морская флишевая;
- предкордильерная морская черносланцевая;
- предкордильерная морская аспидная.

Подсемейство батальных межкордильерных флишоидных формаций:

— межкордильерная морская черносланцевая.

Семейство абиссальных терригенных (флишоидных) формаций:

- абиссальная флишевая;
- абиссальная аспидная;
- желобовая флишоидная;
- удаленная флишоидная;
- предконтинентальная айсберговая;
- предконтинентальная перигляциальная.

Семейство предконтинентальных шлировых формаций аналогично уже описанному выше семейству шлировых внутриконтинентальных формаций по условиям своего образования и по петрографическому составу.

Комплекс предконтинентальных шлировых (горообразовательных) формаций. Играет важную роль в конце развития некоторых предконтинентальных формационных рядов. Характерен для геосинклинальных формационных рядов и для островных дуг, в меньшей мере для прагеосинклинальных.

Граувакковая шлировая разновидность (термин предложен Б. М. Келлером в 1955 г.) характерна для междудерных формаций. Ее слагают серые, зеленовато-серые, буровато-серые («перечные») полимиктовые граувакковые песчаники грубо-, средне- и тонкозернистые, слоистые, с растительными остатками, местами образующие мощные толщи. Имеются линзы, прослои грубых конгломератов, зернистых известняков, небольшие биостромы, содержащие фораминиферы, брахиподы, аммониты.

Геосинклинальный подвид: «нижние молассы» Альп, «перечные» сланцы и песчаники Урала (Зилаирский синклинорий), Южного Тянь-Шаня (верхний палеозой в горах Карачатыр и Каратау) и др.

Прагеосинклинальный подвид: некоторые рифейские (каройская, кенкольская) «перечные» песчано-сланцевые свиты Северного Тянь-Шаня и др.

Туфошлировая разновидность часто состоит из туфоконгломератов и туфогравелитов, чередующихся с грубообломочными туфами, с признаками мелководного образования.

Комплекс предконтинентальных шлировых (равнинообразовательных) формаций. Квазиplatformенные шлировые формации: раннекембрийская в Центральном Тянь-Шане (р. Сарыджаз), ордовик-силурийская свита Мут в Гималаях (перемежается с молассовидной красноцветной, по данным Гансера).

Семейство предконтинентальных подводноперерывных терригенных формаций образуется в самом начале предконтинентальной ступени рельефа, в находящемся здесь фациальном комплексе глубоководных поднятий, включая склоны континента, расположенные ниже кромки шельфа (рис. 80) на берегах атлантического и тихоокеанского типов, а также склоны островных дуг и кордильер на берегах тихоокеанского. Суммарное протяжение подводных склонов континентов и островов составляет 150 тыс. км (данные А. Ф. Щербакова и др.), но осадки их прерывисты и маломощны.

Энергия рельефа на подводных склонах весьма значительная. Этим обуславливается образование довольно крутых покатостей, часто лишенных осадков. Ниже эти склоны рассекаются многочисленными подводными каньонами и глубиннодельтовыми подводными каналами — эстуариями. Здесь в условиях большой энергии подводного рельефа развиваются весьма активные («лавинные», по

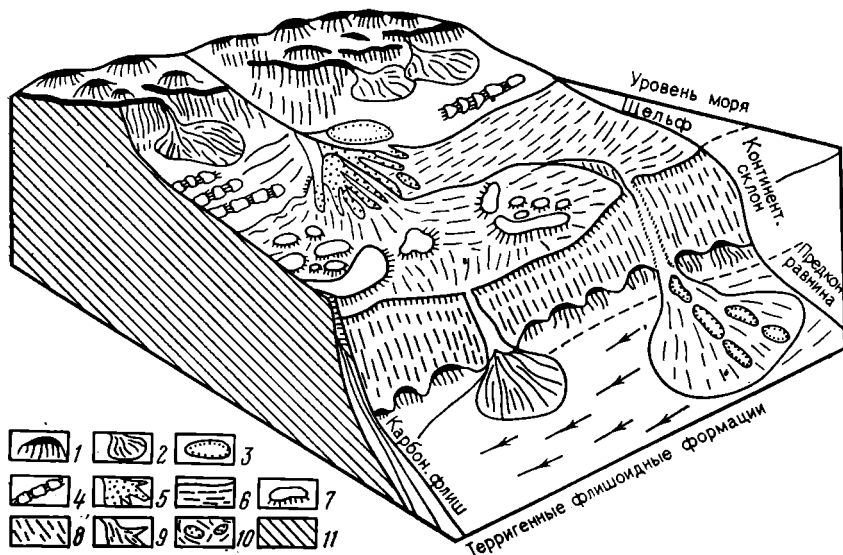


Рис. 80. Блок-диаграмма фаций материковой окраины атлантического типа.
По А. И. Конюхову.

Горобразовательная стадия. Отложения континентальной ступени: 1 — склоновые (делювий и др.); 2 — подгоровые; 3 — болота; 4 — дюны; 5 — надводная и подводная дельты небольших рек; 6 — вулканогенные отложения; 7 — известняковые рифы. Отложения предконтинентальной ступени: 8 — оползневые подводносклоновые, рассеваемые каньонами; 9 — каньонный подводный веер; 10 — глубинная дельта; 11 — формации складчатого основания

А. П. Лисицыну) динамические фациальные пояса: подводносклоновый и подводноканьонный (см. рис. 80), реже глубинноэстуариевый.

Подводносклоновая субформация образуется в подводносклоновом динамическом фациальном поясе. Здесь происходит образование обвалов, оползней и оплывиц, развивающихся на континентальных и островных склонах. Эти процессы особенно активно совершаются в геосинклинальных, прагеосинклинальных, островодуговых окраинно-материковых поясах в послейинверсионную стадию их развития. В это время в них обнажаются полосы коренных пород, отделенные крутопадающими долговязыми кордильерами. Характеризуют, главным образом, междуядерные кордильеры. Отложения подводносклоновой субформации, главным образом грубообломочные, описаны В. Ю. Запронетовым, О. Д. Шевченко в палеозое Южного Тянь-Шаня [12].

Судя по данным Эмери [55], у берегов Калифорнии к континентальному склону в наклонном положении прислоняются «фартуки» современных осадков подводносклонового фациального пояса, имеющие небольшую мощность. Они сложены оползшими и оплывшими массами различного состава, разорванными на куски, благодаря будинажу, смятыми в мелкие складки. Такие отложения

играют заметную роль в составе предконтинентальных подводно-перерывных формаций.

Чаще всего к таким разломам приурочены олистостромы («дикий флиш»). В таких условиях в составе оползших масс, помимо обломков местных пород, непосредственно слагающих склоны, могут участвовать глыбы и даже утесы пород, коренные выходы которых расположены в смежных поднятиях, удаленных на 10—20 км и более (например, в палеогене западных окончаний Большого Кавказа, по Келлеру). Обломки эти имеют самые различные размеры, иногда очень большие, от нескольких метров до многих десятков или сотен метров (до 100—380 м в Южном Тянь-Шане) и даже более километра (в чокракских отложениях Большого Кавказа, по Н. Б. Вассоевичу). Мощност олистостром от первых метров до нескольких десятков метров. Они перемешаны с мусорным мелкоземистым материалом, окрашенным чаще в серый цвет, иногда имеет и красную окраску (карбон хр. Босбутау, Северная Фергана). Последнее скорее всего свидетельствует о том, что часть отложений снесена с надводных склонов кордильеры, где при растворении известняков образовались красноцветные пелитовые осадки типа терра-росса.

Подводноканьонная субформация образуется в подводноканьонном динамическом фациальном поясе.

В результате океанографических исследований последних десятилетий установлено, что континентальные склоны всех материков изборозжены бесчисленным множеством крутосклонных подводных долин, называемых подводными каньонами.

подавляющее большинство подводных каньонов не связано с наземными долинами и дельтами (в связи с последними образуются подводные каналы). Они зарождаются лишь у кромки шельфа, рассекая континентальные или островные склоны. Такие каньоны имеют небольшую ширину в поперечном разрезе и крутой продольный уклон.

Подводные каньоны могут образовываться на берегах атлантического типа (см. рис. 80), где им сопутствуют также выводные каналы крупных дельт и на берегах тихоокеанского типа. Здесь мелкие подводные каньоны являются исключительной особенностью подводного рельефа склонов узких кордильер и островных дуг (в их пределах не успевают образоваться крупные речные бассейны и дельты).

Движение турбидитных потоков считается главной причиной образования подводных каньонов и энергичной эрозии их дна и бортов. Это впервые предположил Дели в 1936 г., подтвердили Шеперд и Дилл, Нормарк [60]. Пайпер среди этих турбидитных потоков различает обычные грязевые и распространяющиеся вдоль тальвега каньонов хорошо отсортированные песчаные (песчано-алевритовые плывунные).

В осадки каньонов вклиниваются оползневые отложения склонов. Преобладает слоистая толща, в которой, подобно флишевым формациям, ритмично чередуются осадки грязекаменных турби-

дитных потоков и подчиненные прослои галечно-песчаных и песчаных флюксотурбидитов.

Глубинноэстуариевая субформация образуется в результате деятельности подводных каналов. Этот тип осадков в отличие от подводноканального включает выносы каналов, глубоко врезанных в склоны континента и являющихся продолжением крупных наземных речных долин. Такие долины нередко образуются в низовьях экстуариев, пересекающих континентальный склон и переходящих в сравнительно широкие плоскодонные долины, получившие названия каналов, например канал р. Св. Лаврентия. В них обычны подводные оползни, возникающие на крутых континентальных склонах или в участках, характеризующихся высокими скоростями осадконакопления (дельты рек Миссисипи, Рона). Образование турбидитов отмечено в осадках подводного канала р. Вар, впадающей в Средиземное море около Монако (по данным, приведенным Хизеном и Холистером в 1971 г.). Но в целом подавляющая масса отложений глубинных дельт образуется в более спокойных динамических условиях, чем развитие турбидитных потоков и, по-видимому, они перемещаются, главным образом, в определенные сезоны года, во время паводков.

Предконтинентальные флишоидные формации обнимают отложения терригенного шлейфа на батиальных и абиссальных предконтинентальных равнинах. Со смежных с этими равнинами континентальных и островных склонов сюда выплескиваются катастрофические грязевые турбидитные потоки.

Энергия рельефа здесь резко снижается за счет быстрого выколаживания дна, накапливаются тонкорасслоенные мелкозернистые и пелитовые (преобладают) осадки, вследствие чего подводные равнины и их отложения в фациальном и формационном отношении контрастно обособляются от подводных склонов и развивающихся на них перерывных предконтинентальных формаций, несмотря на тесную связь между ними.

Осадки подобных равнин в ископаемых отложениях, по мнению авторов, представлены широко распространенными различными флишоидными формациями. Под последними, в широком смысле, авторы понимают толщи, более или менее схожие по своему строению с классическим флишем, но отличающиеся от него менее правильной ритмичностью. Характеристики отдельных их слоев не всегда обладают столь яркой индивидуальностью. Примером этого могут служить аспидные формации. По мнению авторов, понятие «флишоидные формации», уже привившееся в литературе [4, 6], целесообразно сохранить и использовать в первую очередь для вышеупомянутых образований, однако в эту же группу мы включаем и собственно флишевые формации.

Для характеристики и разделения флишоидных формаций И. А. Вылцан использует «коэффициент флишоидности», обозначающий долю участия в их разрезе микроритмичных интервалов разреза. По его мнению, коэффициент флишоидности во флише равен 0,6—0,7, а во флишоидных формациях 0,2—0,5.

Почти во всех флишеидных формациях, особенно во флишевых, очень разнообразно представлены подошвенные слепки типа иероглифов. Среди них, по Н. Б. Вассоевичу [4] и Тен-Гаафу [61], выделяются две группы (дополненные авторами).

I. Механоглифы. Знаки ряби: 1) чаще всего асимметричные барханчиковые, поперечные к движению флюксотурбидитных потоков; 2) прямоугольно-ячеистые, видимо, обязанные быстрому движению флюксотурбидитных потоков и не встречающиеся в иных динамических фациях; 3) продольные рябеобразные знаки, возможно, представляющие бороздки. Иногда на фотографиях глубоководного дна океанов видны знаки ряби течений то более крупные, несколько извилистые по простиранию с округло-угловатыми очертаниями в плане, то наложенные на них мелкие, прерывистые.

Характерны очень разнообразные подводнооползневые текстуры: 1) кривослойчатость; 2) редко встречаются песчано-алевритовые неиптунические дайки; 3) наблюдается будинаж растянутых полупластических слоев с распаданием их на отдельные участки, оканчивающиеся закруглением, или закрученные наподобие колобков; 4) внутрипластовые брекчии, обязанные своим образованием разламыванию полуокрепших слоев и начинающемуся их стеканию; 5) черепитчато-будинажные текстуры, обязанные напознанию полутвердевших плоских будин, наклоненных против движения турбидитов; 6) разнообразные подошвенные слепки, частью обязанные неравномерному вдавливанию турбидитов и флюксотурбидитов в предшествующие им пелитовые осадки; 7) разнообразные следы стекания и «пучения» осадков (язычковые, луковичные, закрученно-луковичные, слившиеся, овальные или вытянутые и др.).

Язычки стекания или оползания: ориентированы толстым концом по направлению их движения.

Ложбинки размыва: 1) внутрипластовые и межпластовые, иногда захватывающие несколько прослоев; 2) ветвистые волосные промоины; 3) полосчатые, сливающиеся внизу по течению подошвенные желобки и борозды, возможно процарапанные сползавшими обломками.

II. Биоглифы (ходы илоядных организмов разной формы, растительные отпечатки и т. п.), во многом еще не разгаданные.

Флишеидные формации преобладают в составе предконтинентальных и даже, по-видимому, в общем объеме ископаемых осадочных формаций всего земного шара.

Анализ литературы показывает, что среди ландшафтных обстановок подводных равнин можно выделить следующие динамические фациальные пояса (см. рис. 80).

1. Подводноеверный, охватывающий область выносов небольших глубоководных каньонов, не выходящих за пределы континентального склона. По мнению авторов, здесь могут образовываться типичные флишевые формации (примером могут служить формации Отадан в Японии).

2. Глубиннодельтовый, связанный с продолжениями авандельт и дельт также поперечными, радиальными и параллельными берегу (?) турбидитными и флюксотурбидитными потоками. Здесь и в следующем поясе откладываются полиритмичные аспидные флишондные формации.

3. Контурно-течениевый, по-видимому, образуемый в основном вдольбереговыми сточными флюксотурбидитными течениями глубинных дельт, включающимися в общую систему циркуляции вод Мирового океана.

4. Удаленный грязеводный нефелоидный, образованный также продольными флюксотурбидитными течениями, удаленными от подножий континента. Взаимоотношения таких течений с контуритными недостаточно ясны. Здесь образуется удаленная флишондная формация.

5. Айсберговый пояс, обязанный вытравливанию мелких и крупных частиц, разносимых плавающими обломками материкового льда, характерный для высоких широт. Этот пояс образует самостоятельную климатически обособленную ледовую формацию, с гляциальной и перигляциальной субформациями. В их возникновении участвуют фиордовые присклоновые турбидитные потоки, а также связанные с ними присклоновые и удаленные от склонов флюксотурбидитные, образующие фиордовую аспидную формацию.

6. Центально-отстойный (гемипелагический), обязанный повсеместно происходящему оседанию взвесей из океанских вод. Самостоятельно проявляется в основном во время фаз, характеризующихся ослаблением деятельности других динамических фациальных поясов. Участвует в формировании удаленной флишондной формации.

Первые три пояса образуют три отдельные одноименные субформации, развивающиеся в теплых климатах, пятый — свойствен холодному, четвертый и шестой, возможно, — менее зависят от климата.

Отложения этих фациальных поясов слагают столь значительные площади, что их осадки, в отличие от ранее рассмотренных, могли бы относиться не только к рангу субформаций, но и к рангу формаций.

Семейство батиальных флишондных формаций непосредственно соседствует с грубыми предконтинентальными подводноперерывными формациями, вклинивающимися в них с образованием олистостром. Образуется в основном в батиальных предконтинентальных впадинах, последние возникают в горообразовательных условиях, т. е. там, где развиваются берега тихоокеанского и средиземноморского типов. В таких условиях предконтинентальные терригенные равнины расчленяются поднимающимися из нее продольными горными цепями, кордильерами и островными дугами. Часть таких поднятий непосредственно прирастает к суше, расположенной по окраинам континента (например, на восточных берегах Тихого

океана), но чаще между ними и краями континента сохраняются промежутки, занимаемые окраинными морями.

Такие поднятия отделяют от открытого океана продольные впадины, которые заполняются сносимыми в них и с континента терригенными отложениями. Поэтому уровень их дна повышается, и обычно он не достигает абиссальных глубин, а их развитие заканчивается на меньших глубинах, находящихся в рамках батимальной области. Примером этому является большая часть предконтинентальных и межкордильерных впадин, в частности, расположенных у Тихоокеанских берегов Америки, также современных в Восточной Азии и, наконец, преобладающая часть межконтинентальных морей типа Средиземного, Черного и Каспийского морей и Мексиканского залива.

Разделение ископаемых отложений батимальных и абиссальных осадков предконтинентальных равнин далеко не безусловное. Оно основано на косвенных орогидрографических данных. К батимальным относятся, в первую очередь, окраинно-материковые моря, линейно вытянутые между сближенными островными дугами, например, впадины у западных берегов Северной Америки (Калифорнийский залив); или же протянувшиеся вдоль края древних платформ (Понто-Каспийский бассейн, а также Средиземноморский).

Отгороженные кордильерами окраинные моря, образующие отдельные крупные котловины неправильной или округлой формы, в основной массе тоже являются батимальными (Желтое море, большая часть Южнокитайского и Охотского морей), но некоторая часть их дна может достигать абиссальных глубин (моря Зондского архипелага, Японское, Карибское, Мексиканский залив).

Можно заключить, что в условиях кайнозойской и мезозойской эр большая часть, или около $3/4$ площади, дна предкордильерных и межкордильерных морей может условно относиться к батимальной области, однако около $1/4$ может иногда принадлежать к абиссальной. Многие исследователи полагают, что в палеозое и ранее объем океанских вод был меньше, чем сейчас, и моря в целом были мельче. Следовательно, доля абиссальных участков в морях таких типов еще более снижалась, или же они вовсе исчезали.

Таким образом, применяемый далее термин «батимальные» предконтинентальные формации в разных случаях справедлив только в общем. Строго говоря, здесь и ниже следовало бы говорить о «батимально-абиссальных» формациях, и только в целях упрощения они условно именуются ниже «батимальными».

Батимальные впадины обладают довольно расчлененными склонами с многочисленными мелкими каньонами. Из них вырывались турбидитные потоки, откладывающие переносимый ими материал у устьев каньонов в виде подводных вееров выноса.

По Рейнеку и Сингху [33], в условиях тихоокеанских горообразовательных бассейнов размеры некоторых наиболее крупных современных подводных вееров (Коронадо, Гусклен, Санта-Крус, Редондо и др.) составляют от 9×9 до 7×6 км; уклон от 1:100 до

1:40, редко 1:17; глубина отложения от 429—759 до 1235—1391 м и до 2562—2754 м. Следовательно, они не все являются батимальными, а частично на своей периферии погружаются в пределы абиссальных равнин.

Кроме того с континента в батимальные впадины могут стекать также крупные речные потоки, образующие глубинные дельты (например, реки Волга, Днепр, Буг и др.). В Алжирско-Провансальском прогибе, по данным А. И. Конюхова, также развита крупная батимальная глубинная дельта Роны (размеры 167×167 км, уклон 1:90, глубина отложения от 732 до 2196 м), ее слагают мощные турбидиты.

Поэтому в батимальных впадинах могут образовываться флишеидные формации как подводноеерного типа, так и глубиннодельтового. Ископаемые осадки первого типа авторы относят к флишевым формациям, а второго — к аспидным. Они делятся на морские и лагунные.

Образование батимальных аспидных и флишевых формаций отличается от образования их абиссальных аналогов в первую очередь тем, что у дна недостаточно проветриваемых батимальных впадин нередко создаются менее или более выраженные застойные условия. Иногда батимальные впадины в придонной своей части превращаются в сероводородные лагуны. Это приводит к накоплению в осадках сравнительно высоких концентраций органических веществ и осаждению черных илов, дающих начало битуминозным и черносланцевым формациям и сопровождаемым их силицитовым. В пределах предконтинентальной ступени 95 % морских месторождений нефти и газа связано с осадками формаций, откладывавшихся не глубже 2—2,5 км, т. е. в батимальных впадинах (где они обогащались органическим веществом), а также в смежных с ними рифовых массивах, расположенных у вершины континентального склона вдоль края шельфа.

Подсемейство батимальных предкордильерных флишеидных формаций откладывается в батимальных предкордильерных бассейнах, которые с одной стороны ограничены кордильерным поднятием, а с другой — граничат с континентальным склоном. Преобладают лагунные предкордильерные флишеидные формации.

Предкордильерная лагунная флишеидная формация возникает в середине и в конце цикла развития геосинклинальных поясов, между краем континентального шельфа и возникшими в это время кордильерными поднятиями. В таких условиях нередко возникали глубоководные лагуны. Например, «Сарматское море», выделенное Д. В. Наливкиным [21] и протянувшееся вдоль северного края Средиземноморского пояса от Венгерской впадины до Туркмении. В его состав, начиная с олигоцена, входило Майкопское море, Черноморская впадина (глубина до 2200 м), Южно-Каспийская (до 940 м). Современные отложения Понто-Каспийских бассейнов являются хорошим эталоном для понимания условий образования лагунных предкордильерных батимальных формаций. Наиболее типичны среди них центрально-отстойные серые сезонно-

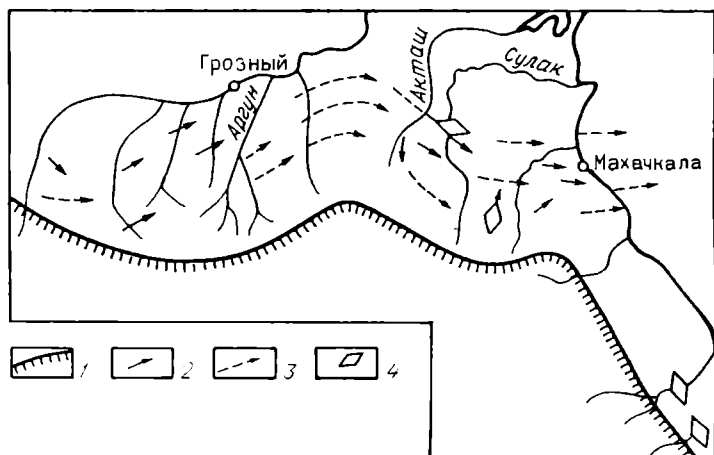


Рис. 81. Предкордильерная удаленная лагунная батинальная (доннотеченная) пелитовая формация. Раннемайкопское время. Северо-Восточный Кавказ. По Н. Б. Вассоевичу:

1 — предполагаемая береговая линия; 2 — основное направление наклона косых слоев; 3 — направление течений; 4 — ориентировка вытянутых органических остатков

ритмичные известково-пелитовые и черные битуминозные сероводородные илы с остатками рыб, описанные А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым.

Вероятно, примерно в таких же условиях образовались осадки лагунной олигоцен-многоценовой майкопской формации (мощность 50—4000 м) в Предкавказье (рис. 81). В районе Азовского моря она резко несогласно лежит на разновозрастных подстилающих отложениях (от эоцена до триаса). В ее разрезе преобладают пелитовые породы, содержащие отпечатки остатков рыб и растений; им подчинены маломощные прослои (не более 15 см) алевролитов с односторонней косой слойчатостью, указывающей на продольные движения донных течений. Имеются обильные слои битуминозных пелитовых осадков.

По направлению к континенту они переходят в платформенные горючесланцевые разности семейства удаленных неритовых (?) пелитовых формаций — туранскую и др.

Предкордильерная морская черносланцевая формация распространена в Персидском заливе (данные Грачевского, Кучерука); также в многочисленных продольных рифтовых грабенах юго-западного побережья Африки — от Конго до Анголы, где известна под названием формаций Букомази (до 1000 м). Последняя, по данным Н. А. Крылова и А. И. Горлова, сложена аргиллитами, обогащенными битумами; откладывалась частью на суше, частью в батинальных лагунах (на глубине до 2000 м). Последние образовались и развились в рифтовых бассейнах. Формация Букомази ближе к берегу замещается обычной турбидитной формацией; далее мелководными: карбонатной рифовой (на кромке шельфа) и

слоистой карбонатной (в глубине шельфа). Считается, что она была нефтегазопроизводящей (в полосе Камерун — Конго — Ангола обнаружено 78 месторождений нефти и газа). Из нее битумные компоненты мигрировали в область шельфа, в рифогенные формации, где образуются важные промышленные залежи, и далее от нее — в слоистую карбонатную формацию. Но в последних залежи нефти и газа незначительные.

Бурошпатовая разновидность относится к сидеритовой геохимической фации, которая считается наиболее типичной для газонетематеринских отложений. Содержит олигонит или родохрозит. Характеризуется наличием карбонатов железа и марганца, а также малым содержанием или отсутствием кальцита. Это говорит о высоком парциальном давлении углекислоты в донных водах и, следовательно, об относительной глубоководности данной формации. Содержит остатки рыб и др., а также повышенное количество органических веществ (в том числе битуминозных), пирит, реже халькопирит.

Предкордильерная морская флишевая формация откладывалась с внутренней стороны альпийских кордильер, обращенных к континенту. Все охарактеризованные выше особенности турбидитов, флюксотурбидитов и переслаивающих их пелагических глин находятся и во флишевых формациях. Поэтому генезис последних целиком объясняется в свете изучения современных турбидитов и флюксотурбидитов, как подчеркнули Кюнэн [58], Тен-Гааф [63], Джулинский, Ксенжкевич [54] и многие другие исследователи.

В североальпийском позднемеловом и палеогеновом флише, накрываемом нижней шпировой формацией, установлена градиационная слоистость в слоях мусорных обломочно-грязевых турбидитов (0 ЭР), в основном имеющих песчано-алевритовый состав. Типовой разрез флишевой ритмосерины мощностью 1—1,5 м, описанный в Северных Альпах, очень напоминает таковой, охарактеризованный в формации Отадаи (Япония) и, несомненно, связанный с деятельностью подводноверных турбидитных потоков. В альпийском флише иногда встречаются остатки растений и мелководной фауны, снесенные с шельфа в глубокое море поперечными турбидитными потоками. Эти осадки были отложены на глубинах 1,5—3 км. Имеются многочисленные зернисто-турбидитные песчано-алевритовые слои, отложенные продольными донными течениями, современные аналоги которых двигаются вдоль континентального склона со скоростью 10—20 см/с.

По Кюнэну, Джулинскому и др., обломочные породы составляют от 3/4 до 2/3, редко 1/2 всего объема флиша в Альпах и в Карпатах, остальное приходится, главным образом, на долю тонкопелитовых осадков.

Мощность флишевых формаций изменяется от 0,5—1 до 1,5—2 км. В Приморских Альпах их объем равен 30 000 км³, из которых 25 000 км³ сложены продуктами разрушения осадочных пород и только 5000 км³ гранитоидного материала. Они были собраны по-

токами с площади 200 000 км². Первоисточники этих осадков были расположены в 300 км или дальше.

Олигоценовая апеннинская флишевая формация отложена на берегах Адриатического моря, отделенного Апеннинской междуядерной кордильерой от открытого Средиземного моря, однако связь с ним сохранялась. С Апеннин в Адриатическое море сносились многочисленные подводные вееры, чем и объясняется образование этой флишевой формации. Она детально описана Тен-Гаафом [61, 30]. Глубина ее отложения не менее 1000 м. Поэтому данная формация с большой долей вероятности может относиться к батинальному подводновеерному типу.

Предкордильерная морская аспидная формация образовалась также в открытом морском бассейне. Преобладают осадки активных турбидитных потоков, в связи с этим в них отсутствуют признаки застойности.

Хорошим примером этого подтипа является позднемеловая (сеноман-кампанская) формация Серро-Торо (2 000—2 200 м), отложенная в Предандийской впадине, по границе с Аргентинской платформой [65]. Она накапливалась на глубинах 1000—2000 м (судя по составу фораминифер), сносившимися с Анд продольными турбидитными валунно-грязевыми («диамиктовыми») градационнослойчатыми отложениями, подчиненными флюксотурбидитным (?) мусорным алевропелитам.

Подсемейство батинальных межкордильерных флишоидных формаций отложено в сравнительно узких межкордильерных впадинах (десятки километров), в которых существовали нормальные морские бассейны, сохранявшие связь с океаном; но временами межкордильерные впадины частично отгораживались кордильерами от открытого моря и от океана и переходили в лагуны. Поэтому осадки таких бассейнов также несут признаки застойности, что, в первую очередь, выражается в накоплении повышенно-углеродистых пелитовых осадков.

И. А. Вылцан [5] выделяет межкордильерную морскую черносланцевую формацию (примером могут служить раннесилурийские и каменноугольные формации междуядерных геосинклинальных и прагеосинклиналий зон Урала и Южного Тянь-Шаня).

Представлены сплошными наслоениями серых, темно-серых до черных горизонтально-слойчатых или неясно-слойчатых тонкопелитовых, хорошо отсортированных осадков, реже алевролитов с характерной косой слойчатостью типа донных течений. С такими формациями бывают связаны повышенные концентрации ванадия, молибдена, меди и других редких и цветных металлов, иногда также проявлений нефти.

Семейство абиссальных терригенных (флишоидных) формаций включает отложения абиссальных предконтинентальных терригенных равнин, образующихся у подножий континентальных склонов и у внешних подножий крайней кордильеры со стороны океана. Распространяется до крайних пределов абиссального предконтинентального терригенного шлейфа.

Абиссальная флишевая формация нередко приурочена к внешним, т. е. приокеанским или субокеанским подножиям кордильер. По естественным обнажениям отдельные слои мелового флиша на Кавказе прослежены по простиранию Н. А. Гроссгеймом до 200 км.

Выше уже говорилось о том, что характернейшей чертой флиша является его ритмичность (рис. 82). Авторы используют далее расчленение и нумерацию элементов ритмов (ЭР), сложившуюся в итоге этих работ.

Современным примером рассматриваемой формации являются абиссальные подводновеерные отложения атлантических подножий склонов Северной Америки. Подавляющая часть периметра предконтинентальной ступени представляет здесь арену работы турбидитных потоков, вытекающих из многочисленных небольших каньонов, рассекающих склоны континента и островов. У устья каждого из подводных каньонов откладываются небольшие по размерам, глубоководные подводные вееры выноса, которые, вытягиваясь цепочкой вдоль склона, образуют подводновеерный фациальный пояс.

Такие вееры описаны в ряде работ, посвященных современным океаническим осадкам [55, 60, 62, 33].

В подводном веере (рис. 83) выделяются такие участки, морфологически обособленные друг от друга, отвечающие разным динамическим фациям и разным ЭР, которые обозначаются в принятой авторами последовательности.

А. Головная (дистальная) часть веера («верхний веер») включает: 1) главные веерные долины; 2) второстепенные подводные бороздинные протоки и русла; 3) прирусловые валы, окаймляющие русла с обеих сторон; 4) междорусловые участки. Все эти элементы сложены, главным образом, 0 ЭР и I ЭР песчано-алевритовыми осадками, из числа которых междорусловые наиболее тонкие.

Долины, врезаемые в подводных веерах, извилистые, часто мигрируют с места на место. Их 0 ЭР турбидитные обломочно-грязевые песчаные осадки имеют более грубый состав, чем в междорусловых понижениях, происходят из переложенных потоками обвалов, оползней, турбидитов каньонов и потому относятся к 0 ЭР обломочно-грязевым турбидитам и частью к I ЭР флюксотурбидитам. Характерно наблюдаемое в пределах таких вееров наложение друг на друга смещающихся в пространстве мелких турбидитных вееров, образующих также отдельные лопасти веера в следующей или средней его зоне («супрафан»). Отложения таких лопастей образуют в разрезе зигзагообразно вклинивающиеся друг в друга крупные линзы 0 ЭР обломочно-грязевых градиационнослойчатых турбидитов, прослоенных маломощными линзами I ЭР слоистых песчаных флюксотурбидитов. Последние связаны с бороздинными руслами, пальцеобразно расходящимися в каждой лопасти от вершины веера к океану и окаймленными песчано-алевритовыми прирусловыми валами.

Б. Средняя главная часть веера («супрафан») наиболее мощная. Обычно распадается на две или более лопасти, сложенные

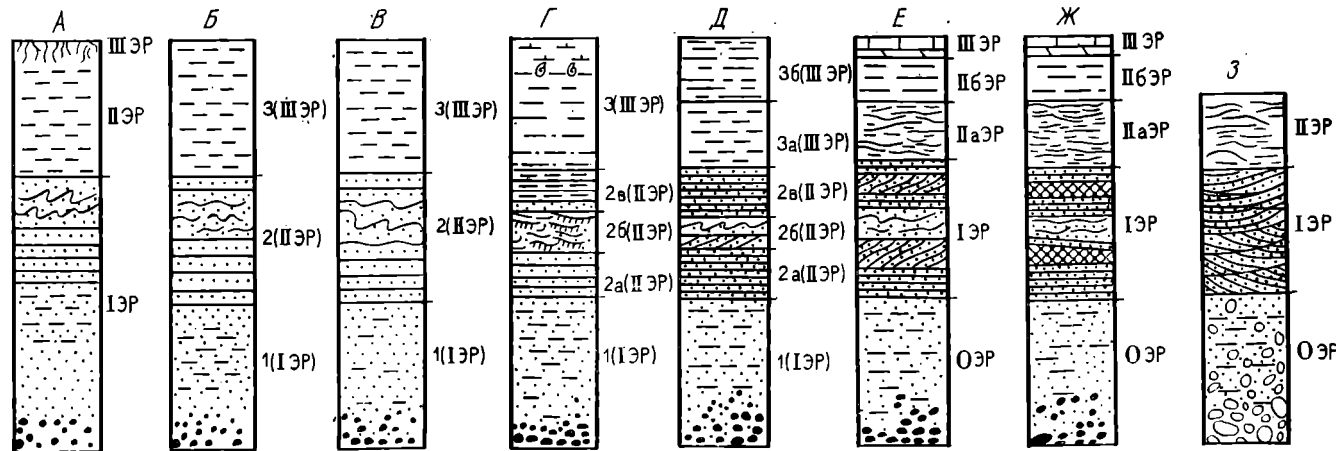


Рис. 82. Эволюция представлений об идеальной типовой последовательности элементов ритмосерий (ЭР — по Н. Б. Вассоевичу) в единичной турбидитной флишевой ритмосерии.

Осадки: А — по Н. Б. Вассоевичу: IЭР — допотоковые зернистые; IIЭР — пелагические пелитовые, IIIЭР — то же, с гиероглифами. Б — по Кюену, турбидиты: I — градиционнослоистые мусорные, 2 — слоистые песчано-алевритовые; 3 — пелагические пелитовые. В — по Джулинскому, Ксенжквичу, Кюену: I — градиционнослоистые мусорные турбидиты, 2 — песчано-алевритовые флюксотурбидиты; 3 — пелитовые пелагические. Г — по Боуму, турбидиты: I — градиционнослоистые гравийно-песчано-пелитовые; 2а—2в — песчано-алевритовые слоистые; 2а — нижние параллельнослоистые, 2б — средние с рябью течения, иногда коволютинослоистые; 2в — верхние параллельнослоистые алевритисто-пелитовые (нижние контакты резкие, верхние — постепенные); 3 — пелитовые (вверху снижаются размеры зерен, могут появляться фораминиферы и пелагические мергелистые породы). Д — по Ван дер Лингену: I — градиционнослоистые, иногда неяснослоистые мусорные турбидитные; 2а—2в — горизонтальнослоистые песчано-алевритовые, иногда с рябью течения (2в — иногда выпадает, иногда весь косослойчатый); 2б — с косой слоистостью течения, иногда целиком подвержен подводному оползанию (коволютиный); 3а — пелитовые, 3б — пелагические тонкопелитовые турбидиты; IЭР — параллельно- или косослойчатые со знаками ряби и оползания течения песчано-алевритовые; 0ЭР — градиционнослоистые; мелколлинзвиднослоистые; IIЭР — пелагические тонкопелитовые; IIIЭР — пелагические силицитовые или карбонатные. Ж — по В. И. Попову и В. Ю. Запрометову, с учетом данных И. Хираямы и Т. Накаимы: 0ЭР — градиционнослоистые обломочно-грязевые мусорные турбидиты, переходящие к склонам в дикий флиш; IЭР — зернистые песчано-алевритовые флюксотурбидиты, горизонтально- и косослойчатые; IIЭР — грязеводные (нефелондные) флюксотурбидиты — алевритопелиты линзовидно-волнисто- и прерывистослоистые («флюидалные»); IIЭР — пелагические горизонтальнополосчатые однопородные глины; IIIЭР — пелагические силицитовые, карбонатные, пелловые осадки. З — разрез осадков ритмосерии наземного селевого потока. По В. И. Попову и В. Ю. Запрометову: 0ЭР — градиционнослоистые мусорные селевые галечно-гравийно-песчано-пелитовые; IЭР — линзовидно-косослойчатые грязевые аллювиальные гравийно-песчаные; IIЭР — мелколлинзвиднослоистые флюидалные суспензионные (нефелондные) грязевые алевропелиты

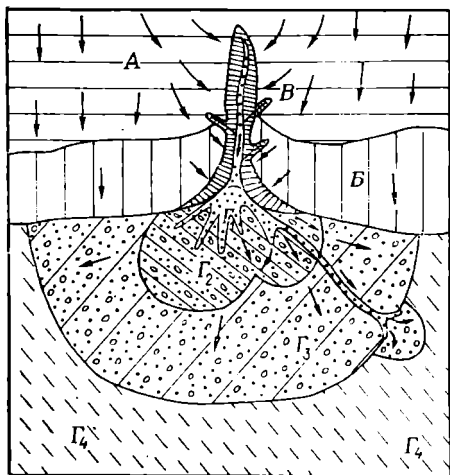


Рис. 83. Схема строения каньонного подводного веера. По Ф. А. Щербатову и А. А. Чистякову (с дополнениями авторов).

Континентальная ступень рельефа: А — шельф (удаленно-ксеритовая пелитовая формация). Предконтинентальная ступень: Б — континентальный склон (подводно-непрерывная формация); В — подводный каньон, с песчаными наносами. Континентальное подножие (флюидная формация), подводный конус (веер); Г₁ — вершина конуса (веера) с пальцеобразно расходящимися бороздинными руслами, окаймленными прирусловыми валами — песок, алевроит (флюксотурбидит); Г₂ — средний конус (супрафан) — турбидитная зона веера; Г₃ — нижний конус (веер) — грязевой турбидит (его перекрывают флюксотурбидиты); Г₄ — периферия конуса (грязеводный алевропелитовый флюксотурбидит, сменяемый пелагическими планктонными илами)

О ЭР турбидитными обломочно-грязевыми песчано-алевритовыми осадками. Они пересекаются продолжениями бороздинных подводных русел, заполненных I ЭР зернистыми песчано-алевритовыми флюксотурбидитами.

В. Нижняя (праксимальная) часть веера («нижний веер») сложена IIа ЭР мусорными кластическими грязеводными турбидитами, которые также прорезаются продолжениями отдельных I ЭР зернистых турбидитных песчано-алевритовых русел, отлагающих новые, выдвигающиеся вперед, лопасти супрафана.

Г. Пелагическая зона сложена наиболее тонкими IIб ЭР пелитовыми осадками, перекрывающими предыдущие участки или лопасти веера при ослаблении интенсивности их образования. В частности, после прекращения развития О ЭР турбидитов и после образования следующих за ними I ЭР зернистых флюксотурбидитов подводные вееры перекрываются сверху развивающимися от периферии к их вершине IIа ЭР алевропелитовыми осадками (грязеводные флюксотурбидиты) и, наконец, IIб ЭР — тонкими гемипелагическими илами.

Отдельные слои (элементы) турбидитной микроритмосерии в океанических турбидитах прослеживаются на десятки километров с помощью эхолота и по колонкам кернов глубоководных осадков, иногда на площади до 10 000 км² [33].

По А. А. Чистякову, при поисках нефти и газа в описываемых осадках «фациальный анализ имеет первостепенное значение». Отложения головной и средней частей подводного веера (и глубинной дельты) наиболее благоприятны для накопления залежей нефти.

Движение масс в турбидитных потоках обусловлено силой тяжести и направлено в общем от склонов в глубь бассейна. В образуемых ими подводных веерах выноса направление движения турбидитных потоков, очевидно, радиальное. Такие движения, по

С. Л. Афанасьеву, дальше от склонов могут переходить в продольные («контуритные»).

Для начала движения подводных оплывин достаточен уклон дна в $1-2^\circ$ (данные А. Д. Архангельского), по результатам опытов — в 3° (Вашичек), а по экспериментам Мидлтона — $2,5^\circ$ (при концентрации твердого материала 20—40 % и его медиане 0,18 мм).

Углы наклона поверхности подводных вееров выноса, отложенных турбидитными потоками у подножия глубоководных склонов, колеблется от более 10° до менее 1° , они могут распространяться на сотни километров и до 2000 км [33].

У восточных берегов Японских островов в скважинах глубиной до 760 км вскрыты семь пластов современных обломков грязевых турбидитов, разделенных перерывами. Отложения турбидитов и производных от них флюксотурбидитов продолжаются в этом районе с плиоцена. Примером является раннеплейстоценовая абиссальная флишевая формация Отадаи. Ее строение и условия образования детально изучены Хираямой и Накаимой [57] на п-ове Босо на восточном берегу Японии (мощность 300—500 м). Они доказали, что эта формация образовалась у подножий островного склона в подводных веерах выноса относительно небольших подводных каньонов. Поэтому их данные могут считаться эталоном для понимания генезиса других флишевых формаций, образующихся в каньонных подводных веерах.

Дистальная зона турбидитных подводных вееров (рис. 84) характеризуется наличием отчетливо выраженных, достаточно полных флишевых ритмосерий, имеющих мощность от 60—80 до 100—120 (150) см. Последние удается непрерывно проследить по их

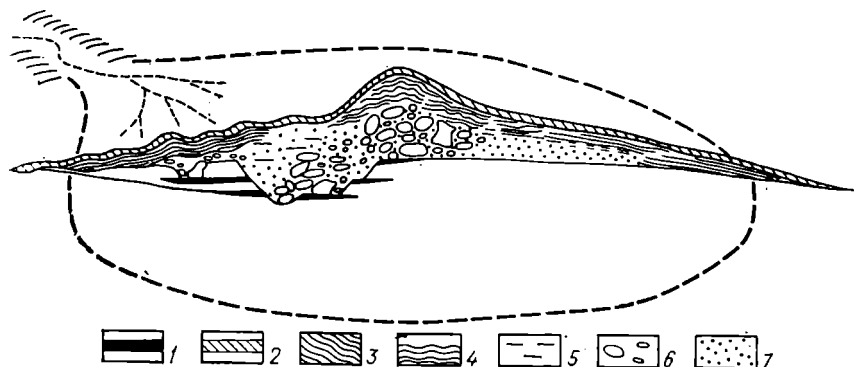


Рис. 84. Реконструкция общей схемы фациальной зональности плиоплейстоценовой флишевой формации Отадаи (Япония) в пределах одного веера выноса.

По данным И. Хираямы, Т. Накаимы, в интерпретации авторов:

1 ЭР — флюксотурбидитные алевролиты; 1 — верхние слои с параллельной слоистостью, 2 — то же, с теченивыми знаками ряби, 3 — то же, с оползевыми текстурами, 4 — нижние слои с параллельной слоистостью, 5 — то же, с блюдцеобразной текстурой; 0 ЭР — турбидиты; 6 — обломочно-грязевые, 7 — массивные песчаные (плывуны) — очень грубые песчаники со скорлуповатой отдельностью

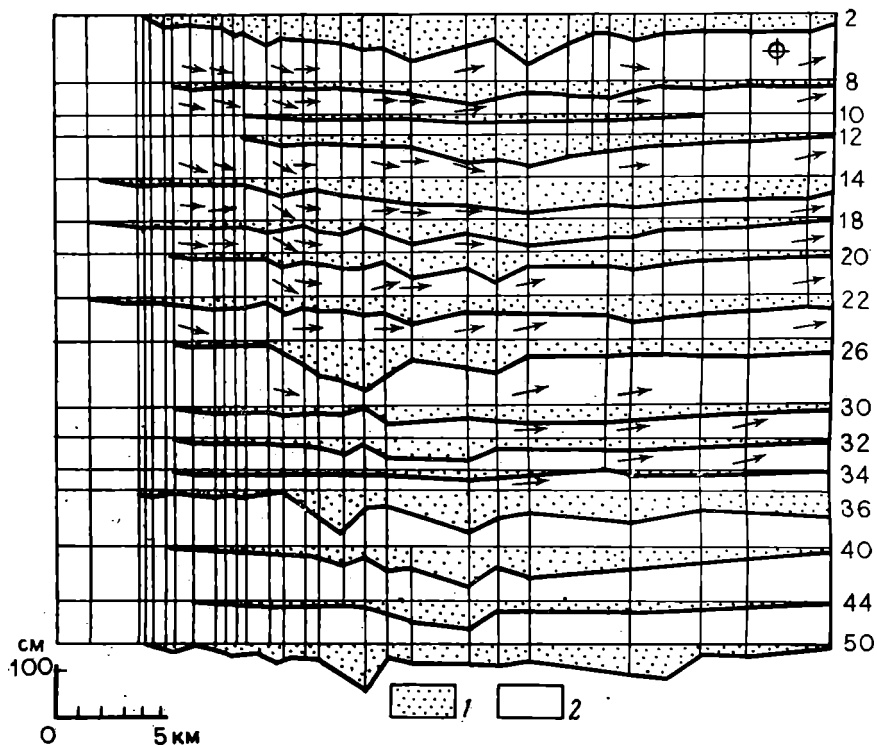


Рис. 85. Вариации мощности элементов микроритмосерий плиоплейстоценовой флишевой формации Отадаи (Япония). По данным И. Хираямы, Т. Наканмы: 1 — I ЭР — флюксотурбидитные алевролиты (стрелки — ориентированы по направлению сноса; север — вверх); 2 — IIa ЭР — грязеводные флюксотурбидитные алевролитистые пелиты

простирацию вдоль берега на всем исследованном и прекрасно обнаженном 30-километровом отрезке выходов формации (рис. 85). Большую помощь при установлении стратификации и корреляции разрезов ритмосерий в формации Отадаи оказали довольно устойчивые прослойки вулканического пепла. По границам микроритмосерий выражены неровные базальные поверхности размыва, изобилующие поперечными промоинами, глубиной до нескольких дециметров или несколько более.

0 ЭР. В эти углубления частью вложен линзообразно заполняющий их обломочно-грязевой турбидит (мощность до 50—70 см, редко до 3,5 м (рис. 86). У его подошвы в углублениях лежа наблюдаются отдельные ограниченные лентообразные скопления градиционно-рассортированных полуокругленных валунов, гальки и гравия, какие не встречаются в крыльевых участках турбидитов, отчасти распространяющихся на борта ложбин.

Выше в типовом разрезе флишевой микроритмосерии следует более мощный и шире распространяющийся слоистый или неясно расслоенный градиционно-слоистый обломочно-грязевой турбидит,

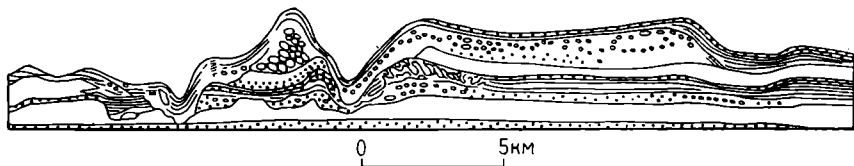


Рис. 86. Поперечный разрез двух ритмосерий плиоплейстоценовой флишевой формации Отадаи (Япония). По данным И. Хираямы, Т. Накаимы.
Условные обозначения см. рис. 84

сложенный средне- и мелкопесчаной алевритовой тонкозернистой породой. Иногда гальки располагаются в ней горизонтальными цепочками, что указывает на пульсацию или повторное стекание турбидитного потока.

Встречаются переотложенные турбидитными потоками обломки раковин мелководных моллюсков и батинальных фораминифер, какие не находятся в водах моря глубже 40 м. Распространение обломочно-грязевого турбидита ограничено основным линзообразным телом веера, образующим среднюю его часть («супрафан»).

I ЭР. Доннотечениевые зернистые флюксотурбидиты горизонтально- и косослойчатые крупноалевритовые слои, значительно более выдержанные по простираию в пределах дистальной и средней частей подводного веера. Мощность колеблется около ± 20 см. Песчинки в них также заметно окатаны. В середине I ЭР встречаются знаки подводного оползания, вверху — знаки ряби течения; чередуются прослойки обломков светлого вулканического стекла и темноокрашенных минералов. Косая слойчатость указывает на строго продольное (восточное) направление течений, отложивших эти осадки. Они распространены по площади шире, чем обломочно-грязевые турбидиты, и протягиваются также за пределы супрафана.

IIа ЭР. Мадстоун-грязеводные турбидиты сложены алевропелитом. Образуют слои мощностью от 2 до 60—80 см. Состав изменчивый, более грубый в более мощных слоях. Заметно выражена градиционная слойчатость, а также неправильная прерывисто-линзовидная мелкая полосчатость, обязанная чередованию то более темных более глинистых, то более светлых, более алевритистых прослоек. Наличие неразрозненных створок пелеципод и остатков тонкоорнаментированных раковин фораминифер говорят о спокойных динамических условиях в месте накопления осадка. Характеризуются наибольшей выдержанностью, прослеживаясь по всему супрафану и за его пределами.

В связи со слабо проявляющейся химической дифференциацией осадков флиша, по данным И. А. Афанасьевой по Карпатскому флишу, терригенный флиш не содержит концентраций рудных элементов. Он является едва ли не единственной формацией не содержащей никаких месторождений, кроме стройматериалов. Лишь иногда во флише отмечались признаки нефти и газа, однако промышленных их скоплений не встречено.

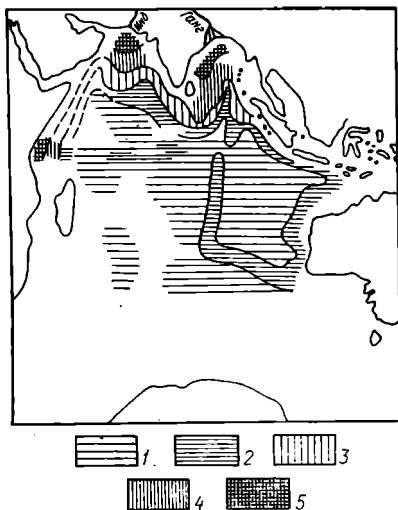


Рис. 87. Схема мощностей неуплотненных осадков на дне Индийского океана. По А. П. Лисицыну.

Мощность в км: 1 — менее 0,5; 2 — от 0,5 до 1,0; 3 — от 1,0 до 2,0; 4 — от 2,0 до 3,0; 5 — более 3,0

Абиссальная аспидная формация, по мнению авторов, представляет собой отложения крупных глубинных дельт (например, рек Инда и Ганга), накапливающихся у подошвы континентальных склонов атлантического типа на абиссальных глубинах, а также продукты сточных («контуритных») течений, развивающихся на периферии глубинных дельт (рис. 87).

Глубинные дельты лишь эпизодически вкраплены в периметр континентальных окраин. Однако они,

вследствие своих крупных размеров, играют доминирующую роль в составе предконтинентальных терригенных отложений, и их осадки по своей распространенности резко преобладают над подводно-веерными. Мощность осадков у подошвы континента до 2,5—3 км, уменьшается в аридном климате.

Через глубоководные дельты в моря и океаны выносятся большие количества песчано-алевритовых осадков, по-видимому, дающих начало аспидным формациям и переходящих вдали от берегов в пелитовые удаленные флишоидные. Они содержат немало растительного детрита. В связи с этим остатки растений и даже небольшие их скопления (прослойки) встречаются, например, в Мексиканском заливе до глубины 4,5 км. С такими отложениями связывают особенно перспективные нефтегазоносные площади. Эти осадки насыщены водой. Оплывая, они дают начало образованию турбидитных потоков, что установлено, в частности, в глубинной дельте р. Инд.

Глубинные дельты являются окончаниями протяженных долин, которые не только пересекают весь шельф, но и связаны своими истоками с наземными речными бассейнами. Поэтому осадки, слагающие глубинные дельты, до своего отложения проходят длинный путь, переоткладываясь в ряде наземных и подводных фациальных поясов.

Поэтому режим отложения осадков глубинных дельт в известной мере зависит не только от режима течения порождающих их вод в глубинных эстуариях, но еще и от режима развития предшествующих ему поясов и в итоге является «полиритмичным».

Строение глубинных дельт, разделение их на фациальные зоны во многом аналогично наблюдаемому в подводных веерах выноса (см. рис. 83).

По данным А. А. Чистякова, в глубинных дельтах выделяются следующие участки.

1. Вершина (дистальная часть) глубинной дельты: а) песчано-алевритовые (флюксотурбидитные, — *авт.*) осадки главной долины канала и б) ее разветвлений, т. е. бороздинных русел, а также прирусловых валов, в) турбидитные алевритовые осадки междурусловых участков.

По Рейнеку и Сингху [33], в глубинных дельтах могут присутствовать слои тиллитоподобных галечниковых глин, наблюдались принесенные рекой окатанные гальки, лежащие на довольно крутых (5—10°) глинистых склонах, по которым они легко скользили и скатывались. Турбидиты развиваются в вершине глубинной дельты, по долинам (бороздинам) глубиной до 30 м шириной до 1—2 км, заполненным песком и окаймленным прирусловыми валами. Ниже на поверхности веера сложенная ими полоса расширяется и они «заливают» впадины между валами, распространяясь на почти горизонтальном дне и образуя линзы.

2. Отложения средней зоны глубинной дельты («супрафан») образуют продолжение ее дистальной зоны. Она также расчленяется радиальными бороздинами (заполненными флюксотурбидитами?), которые с обеих сторон окаймляются прирусловыми валами.

3. Нижняя (праксимальная) зона глубинной дельты характеризуется более тонкими по составу русловыми песчано-алевритовыми флюксотурбидитами (?).

4. На периферии глубинной дельты располагаются дисперсные мелколинзовидно наслоенные алевропелитовые иловые осадки (грязеводные флюксотурбидиты?).

5. Еще дальше располагаются наиболее тонкие, однородные гемипелагические илы, облекающие все неровности дна; их ареал местами нарушается течениями.

Современная глубинная дельта образована осадками, вынесенными из глубоководного эстуария («канала») р. Св. Лаврентия в Канаде [62] (рис. 88), четко выражена южнее п-ова Новая Шотландия при устье канала этой реки на глубине 4—4,2 км. Прослежена от подошвы континентального склона к югу-востоку на 100 км. Представлены четыре типа отложений, полиритмически перемежающиеся между собой (рис. 89, 90).

0 ЭР. Градационнослойчатый обломочно-грязевый турбидит, сложенный неотсортированными алевропелитами, состоящими из частиц размером от 63 до 2 мкм (т. е. от среднего алеврита до субколлоида). Аналогичные тонкие турбидитные осадки прослеживаются вдоль континентального склона.

1а ЭР. Зачаточные зернистые флюксотурбидиты образуют ритмосерии I порядка. Ритмически чередуются (через несколько миллиметров или сантиметров), тонкие (не более миллиметра) прослойки алеврита, реже мелкого песка (рис. 91). В них наблюдается горизонтальная, реже односторонне наклоненная косая слойчатость доннотечениявого типа. Видны следы подводного оползания и взмучивания, типичного для глубоководья. Иногда в основании

Рис. 90. Кумулятивные кривые гранулометрического состава современных отложений глубинной дельты р. Св. Лаврентия. По Д. Стоу:

a — 1а ЭР — грязевые турбидиты, *б* — 1б ЭР — флюксо-турбидиты («контуриты») в более мощных прослоях

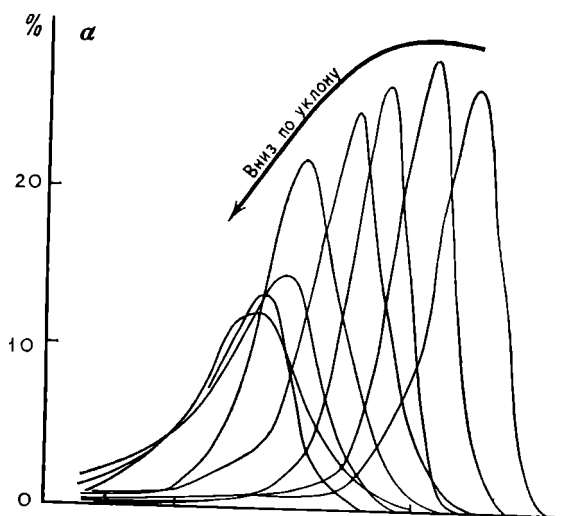
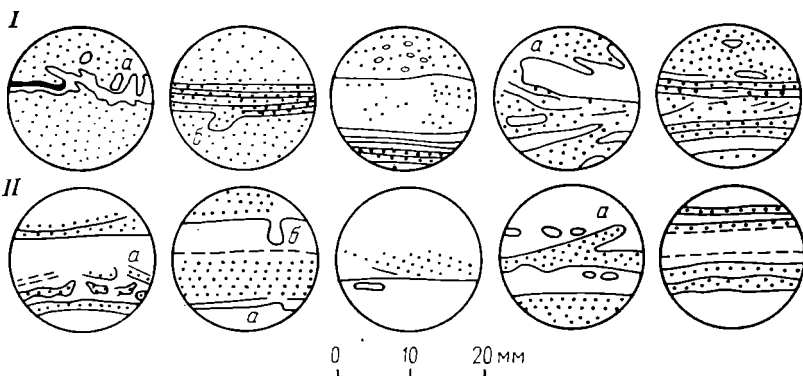
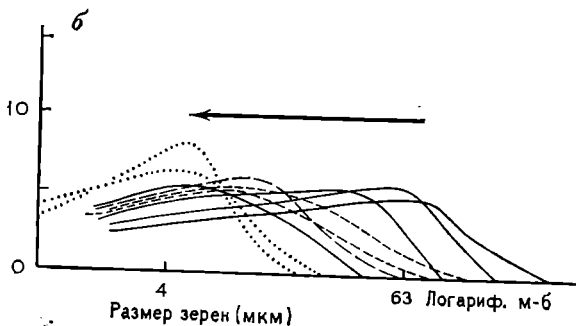


Рис. 91. Некоторые микротекстуры глубоководных отложений:

I — карбон-раннепермская (базардаринская) удаленная флишондная формация. Южный Памир. *II* — современные глубоководные осадки глубинной дельты (р. Св. Лаврентия. По Д. Стоу (*a* — текстуры взмучивания; *б* — текстуры вдавливания)



ний. Появление этих слоев может указывать на нерегулярно проявляющуюся ритмичность более высокого порядка с изменчивыми по мощности ритмосериями и также свойственную отложениям глубоководных подводнодельтовых турбидитных потоков. Средняя скорость накопления всего разреза 100—300 мм/1 000 лет.

II ЭР. Сверху лежит голоценовый последнедевонский оливково-зеленый мусорный алевролит, мощность 0,1—2 м; он содержит последнедевонские фораминиферы. Рассматривается как смесь грязевого флюксотурбидитного и гемипелагического материала.

По Рейнеку и Сингху [33], средне- и мелкозернистые песчаные и алевроитовые осадки русел в глубинной дельте происходят из питающего ее канала, представляют продукты перемыывания турбидитов, реже оползней, разрушающихся текучими водами, и потому относятся к флюксотурбидитам. Перемежаются с плохоотсортированными алевропитамми, т. е. грязеводными флюксотурбидитами (?), содержат переотложенные раковины мелководных моллюсков, обломки глин, растительный детрит, порки илоедов, следы оползания. Они ниже по уклону глубинной дельты подхватываются и переоткладываются в аналогичных по составу слоистых осадках, перенесенных продольными контурными течениями. Последние, по мнению И. О. Мурдмаа и других исследователей, являются сточными донными течениями вод глубинных дельт и подводных вееров, изменяющих на периферии свое течение с поперечного на продольное. При этом они подчиняются общей системе циркуляции океанических течений: нисходящих холодных, в частности текущих из Лабрадорского моря, и восходящих теплых (Гольфстрим).

Можно привести много примеров разновозрастных (начиная с кембрия) аспидных формаций, дополнив их перечень [61].

По И. В. Вылцану [6], аспидные формации представляют собой морские глубоководные, нередко некомпенсированные отложения. В их составе преобладают граувакки, полимиктовые песчаники и алевролиты, существенно кварцевые и аркозовые с различным цементом, обладающие ритмичностью и расчленяющиеся на такие же элементы микроритмосерий, как флишевая формация. В аспидных формациях чередуются псефитово-псаммитовые породы (0, ЭР) и алевроитовые (I ЭР), пелитоморфные (IIa ЭР) и пелитовые (IIб ЭР). Характерны косая и волнистая слоистость (в I ЭР) и горизонтальная слоистость до массивной (во II ЭР).

Раннеордовикская бугришихинская аспидная формация, мощностью от 350 до 1 165—3 000 м (рис. 92), по И. А. Вылцану [6], содержит в среднем более 2 % граувакковых конгломератов и гравелитов, от 7 до 18—20 % песчаников, градиционно-переходящих к верхней части большинства слоев в алевролиты (от 16 до 47—50 %), мусорные глинистые алевролиты (37 %), глинистые, иногда известковистые сланцы (от 28 до 35 %), редко известняки (до 2—2,5 %), туфогенные породы (2 %). Песчано-алевроитовые слои, видимо, могут отвечать зернистым флюксотурбидитам, а мусорные алевропиты — грязевым водным флюксотурбидитам. Алевролиты

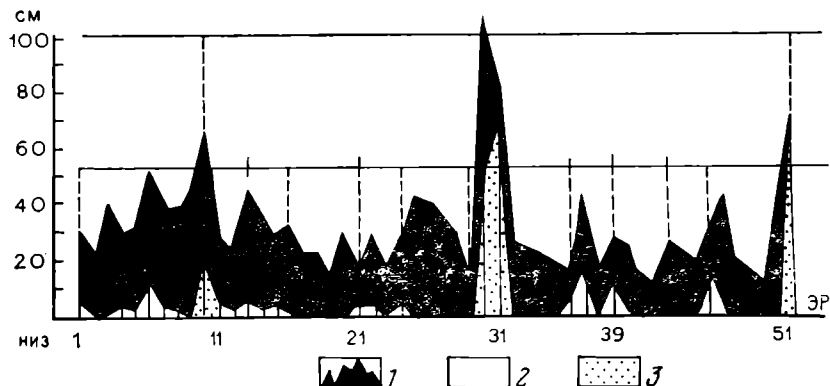


Рис. 92. Биритмичность раннеордовикской бутрышихинской аспидной формации Алтае-Саянской области. По И. А. Вылчану.

Показаны изменения мощностей ЭР по отдельным микроритмосериям:
1 — алевропелит, 2 — алевролит, 3 — песчаник

большей частью неслойчатые, лишь у основания слоев иногда наблюдается неясная косяя слойчатость.

В этой формации устанавливается биритмичность (см. рис. 92). Ритмичность первого порядка обусловлена тонким переслаиванием алевролитовых пачек с алевроито-пелитовыми пачками. Они, возможно, имеют флюксотурбидитное образование и переслаиваются с пелагическими пелитами. Ритмосерии второго порядка более мощные и менее регулярные; их образование обусловлено тем, что, кроме только что описанных пород, имеются резко обособленные, более мощные (до 50—70 м) алевролитовые слои и песчаники, скорее всего флюксотурбидитные, так как в них у основания слоев имеются прослой, градиционно обогащенные песчаными зернами. Фауна почти отсутствует.

Аспидные глубиннодельтовые формации встречаются в рифее Северного Памира; примечательна силурийская аспидная формация Южного Тянь-Шаня (рис. 93, 94). Широкое распространение (от Южного Тянь-Шаня до Южного Памира) имеет позднекарбонно-раннепермская неритмичная аспидная формация.

На противоположной стороне Тетиса биритмичная микрофлишеидная аспидная формация приблизительно этого же возраста отмечается в хр. Пир-Панджал (Гималаи) в свите Инфракрсл; здесь течения, образовавшие ее, также были продольными и направленными к северо-западу [28].

Образование абиссальных аспидных формаций, подобно абиссальным флишевым, связано с активной гидродинамикой, с активной транспортировкой их осадков и далеко идущей механической их дифференциацией, начинавшейся еще на континентальном склоне. Химическая дифференциация при этом была резко ослаблена.

Поэтому абиссальные аспидные формации, подобно флишевым, почти лишены осадочных рудных месторождений, включая даже

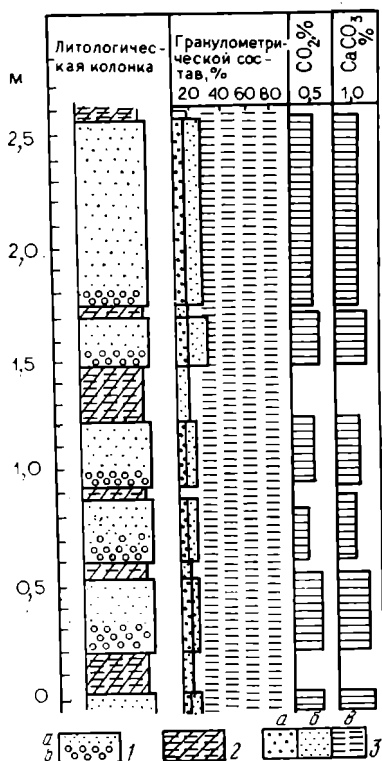


Рис. 93. Ритмичность флишовой аспидной формации. Силур, хр. Нуратау. По А. А. Арустамову:

1 — песчано-алевритовые градационно-слоистые разупорядоченные турбидиты (а) и равномерно-слоистые флюксотурбидиты (б); 2 — пелагические пелитовые сланцы; 3 — фракции (а — песчаные, б — алевритовые, в — пелитовые)

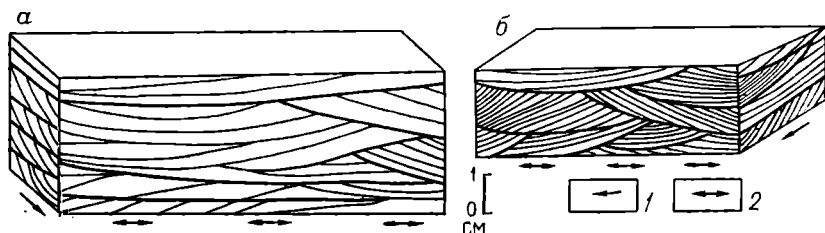


Рис. 94. Блок-диаграмма многоярусной односторонне наклоненной косой слоистости в алевритах батинальной геосинклинальной междуядерной удаленной (доннотечиневой) пелитовой (аспидной) формации:

а — нижняя пермь (чарымдаринская свита), Северный Дарваз, р. Возгина (по В. И. Попову); б — лудлов, Туркестанский хр. (по О. Д. Шевченко). 1 — направление сноса в продольных разрезах плоскопараллельных косых серий; 2 — линзовидное сечение последних в поперечном разрезе

фосфориты. Зато вследствие слабой химической дифференциации основной массы в них часто возникают различные конкреции.

К желобной флишовой формации относятся терригенные отложения глубоководных желобов (глубина до 6—11 км), которыми сопровождаются островные дуги со стороны океана. По географическим и динамофациальным особенностям своего образования сближаются с флишевыми формациями, но по составу и строению ближе стоят к аспидным. Характеризуются флишовой ритмичностью наложения [2], особенно грубым и пестрым составом слагающих их пород. Характерна неправильная линзообразная перемещаемость их с грубообломочными и даже валунистыми ополз-

невыми осадками, базальтовыми лавами и туфами. Сложены турбидитными обломочными туффитовыми слоями и подчиненными им доннотечениевыми (флюксотурбидитными?) алевроитистыми глинами, содержащими прослои алевролитов и песчаников, вулканических пеплов и диатомитов.

Сравнительно тонкие по составу зелено-серые осадки турбидитных потоков вскрыты скважиной, заложенной на глубине 4 120 м на восточном склоне междуядерной кордильеры о. Хоккайдо на полусклоне Курило-Камчатского глубоководного желоба (глубина 7 430 м). Вверху в осадках (в %): песок — 3,3; алевроит — 22,3; иллит — 74,46; карбонаты — от 3,3 до 35.

Иногда имеется также много растительных остатков, с чем связано повышенное содержание органических веществ. В гемипелагических осадках на склонах океанических впадин, находящихся вблизи глубоководных трогов, содержание органических веществ возрастает, в среднем часто составляет 0,5—1 %, местами 3,88—4,16 % (данные Е. М. Емельянова). Возникают восстановительные условия, и окраска становится гидроморфной. Всюду довольно много тонкозернистого пирита или гидротроилита (от 0,1—0,5 до 1,5 %), содержание аморфного кремнезема 1,84—12,2 %. Имеются гелефицированные остатки растений. Ближе к склонам отложения восстановленные, сероцветные, а вдали от них появляются окисленные, встречаются прослои, близкие к глубоководной красной глине (желобы Марианский, Тонга).

Мощность неконсолидированной желобовой флишовой фации колеблется от нескольких десятков метров до 1,5—3 км, возрастает в гумидном поясе (например, в Перуанско-Чилийском желобе). По Э. Кукалу, она достигает в желобах: Пуэрториканском — 8 000 м, Курильском — 3 000 м, Гавайском — 2 000—3 000 м. Скорость накопления очень велика, достигая иногда свыше 1 000 мм за 100 лет. Ископаемыми аналогами отложений предостровных глубоководных желобов считаются неогеновые серии: францисканская в Калифорнии и восточносахалинская.

Удаленная флишовая фация (абиссальная терригенная фация, по П. Л. Безрукову и И. О. Мурдмаа [2]). Образуется в нижней части предконтинентальной ступени, нередко отделяясь от нее глубоководным желобом и располагаясь в удалении от края континентальных и островных склонов, но в пределах терригенных абиссальных равнин.

Сюда относятся удаленные терригенные отложения. Они среди современных осадков особенно распространены по окраинам Тихого океана. Здесь, при удалении от его окраины, наблюдается смена уже охарактеризованных присклоновых турбидитных отложений абиссальными гемипелагическими и незрезко от них обособленными переходными пелагическими, выделенными Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа. Ими слагаются в этом океане полосы шириной около 600 км в западной и около 500 км в восточной части океана, расположенные на глубинах 5,3—6,0 км; в гемипелагиче-

ских осадках скорость отложения 40—10 мм в тысячу лет, а в переходных пелагических менее 10 мм в тысячу лет. (Далее они сменяются глубоководными красными глинами, типичными для океанической ступени (см. гл. 20). Сменяют комплекс присклоновых поперечнотурбидных осадков, откладываясь возникающими тут турбидитными потоками. В их образовании участвуют также осадки продольных донных течений (иногда именуемых контурными), пассивно оседают пелагические илы центрально-отстойного пояса.

Результатом деятельности продольных турбидитных потоков считаются возникшие в таких условиях эрозионные срединноокеанические каналы, представляющие как бы подводные долины. Им отвечает Северо-Западный Атлантический канал, по данным Хизена и др., имеющий ширину от 6 до 9 км. Он тянется вдоль оси Баффинова залива и пролива Девиса, имея откосы круче 20° , огибает Ньюфаундленд (глубина относительно дна от 80 м на севере, до 20 м на юге) и заворачивает далее к юго-западу, в абиссальную впадину Сом, где несколько расплывается. Таким образом, Северо-Западный Атлантический канал прослежен на 2 000 км и, возможно, тянется еще дальше.

По Вашичеку, колонки новейших четвертичных грунтов, взятые в области этого канала на глубине 5 км, можно считать аналогом флишевых формаций. Они сложены ритмично чередующимися слоями хорошо сортированного песка, алевроита и глины. В зернистых осадках среди других зернистых частиц сконцентрировалась перемытая и переотложенная мелководная, частью литоральная микрофауна.

В отличие от присклоновых турбидитных терригенных формаций, отложенных в начале слабо покатых волнистых абиссальных равнин и часто характеризующихся более грубым составом и выдержанностью отдельных слоев, удаленные флишондные формации залегают на предельно выровненной плоской поверхности абиссальных терригенных равнин. Сюда только временами и нерегулярно попадают конечные порции осадков, сносимых со склонов подводных поднятий остаточными турбидитными потоками в форме нефелоидных взвесей. Этим объясняется, с одной стороны, горизонтальное наложение рассматриваемых отложений и малая толщина отдельных их слоев и, с другой — нередкая их прерывистость по простиранию. С таким характером осадкообразования связано и значительное уменьшение средней скорости их накопления.

В разрезах переходной формации на равнинах дна Тихого океана ритмически чередуются градиционнослойчатые турбидиты, установленные в колонках буровых скважин, и пелитовые илы. В них в северной части Тихого океана вклинивается диатомитовая формация, местами примешивается и вулканический материал.

Наиболее существенным отличием удаленных турбидитных формаций от присклоновых является устанавливаемое вдали от берегов резкое сокращение градиционнослойчатых турбидитов, образующих редкие, единичные прослои, а также заметное сокраще-

ние мощности флюксотурбидитных алевролитовых прослоев и местами полное их вытеснение, вследствие усиления накопления образующихся вслед за ними пелитовых грязеводных флюксотурбидитов.

Мощность отдельных слоев в этих отложениях обычно измеряется вдали от берегов не сантиметрами, как в присклоновых осадках обломочно-грязевых турбидитных и зернистых флюксотурбидитных потоков, а миллиметрами и долями миллиметра (видны под микроскопом). Вследствие этого, удаленные от склонов гемипелагические и переходные формации чаще всего можно отнести к «микрофлишовой» субформации. В тех же случаях, когда прослойки зернистых флюксотурбидитных алевролитов почти вовсе исчезают, остаются грязеводные флюксотурбидитные и пелагические пелитовые осадки. Так возникают целые пакки мощностью в несколько десятков или первых сотен метров, почти целиком сложенные из пелитовых пород. Такую разность удаленных терригенных формаций авторы называют «субфлишовой» субформацией (эти же две субформации отмечены в ископаемых удаленных флишовых формациях). Они в западной части Тихого океана отделяются от Японских островных дуг Марианским глубоководным желобом (глубина 7430 м), образуя здесь полосу шириной в 500—600 км на глубине 5300—6030 м (см. рис. 99). Представлены монотонными зеленовато-серыми, слабоизвестковыми, в основном пелитовыми осадками, в которых повсеместно присутствуют алевритовые зерна (6—7 %), нередко песчинки (до 0,5—3,9 %); в составе пелита (80—90 %) преобладают смектиты (60—70 %), гидрослюда (18—22 %), хлорит, содержатся кремнистые остатки (до 20—30 %), синезеленые водоросли и т. д. Встречаются тонкие (2—10 мм) прослои вулканического пепла (до 16—30 %) и прослои вулканогенно-терригенных алевритов, обломки которых представлены материалом, свойственным островным дугам (андезиты и более основные породы, пемза, вулканическое стекло и т. д.). Имеются пелагические диатомеи, радиолярии, спиккули губок (до 20—30 %). Содержание аморфного кремнезема от 0,4 до 4,4 %.

Низкая карбонатность этих отложений может говорить о привносе пелагической пелитовой мути для их образования холодными донными течениями, относительно богатыми углекислотой и кислородом, в связи с этим осаждение карбонатов сводится к минимуму.

Окислительные условия усиливаются вдали от берегов по мере снижения в них органических веществ.

Довольно характерны ассоциации описываемых осадков с базальтами, диабазами или же с продуктами их разрушения, присутствующими в слоях граувакк. Однако с ближайших островных дуг сюда сносятся также обломки лав туфо-андезитового, реже липаритового состава. В гемипелагических и еще чаще в переходных пелагических отложениях присутствуют микроскопические эолового алеврита, содержащего кварц (9 % на массу ила) и полевые шпаты (6 %).

По сравнению с гемипелагическими, переходные осадки расположены дальше от края Тихого океана. В них несколько возрастает содержание аморфного кремнезема (0,4—4,79 %), снижается содержание $C_{орг}$ (0,28—0,64 %), поэтому осадки тут частично окисленные, имеют светло-шоколадную и пятнистую палево-желтую окраску. Снижается содержание пирита (до 0,1 %), содержится небольшое количество рассеянных мелких железо-марганцевых конкреций. Количество их значительно возрастает в смежных пелагических абиссальных красноглинных формациях (см. гл. 20), связанных с океанической ступенью рельефа и характеризующимся еще меньшим содержанием органических веществ.

В гемипелагической и пелагической формациях, вследствие резкого преобладания в них пелитовых фракций, содержание (в %) в среднем: кремнезема 58, глинозема 16,5 (их отношение 3,5); железа 4,68, титана 0,4 м (их отношение 10,6); марганца 0,14 (марганец:титан 0,3). Для малых элементов ($\times 10^{-8}$): меди 6,3, цинка 108, никеля 61, кобальта 42, хрома 82, т. е. примерно то же, как в удаленных терригенных турбидитах абиссальной впадины Сом, и несколько повышенное по сравнению с кларковым и с типичным для присклоновых флишевых формаций.

Авторы допускают, что характеризующая далее удаленная флишонидная формация представляет собой ископаемый аналог современных гемипелагических и переходных пелагических осадков. К ней относятся три различные группы отложений.

1. Отложения описываемого типа, по И. О. Мурдмаа [20], вскрыты буровыми скважинами на дне океана (впадина Сом) в полосе распространения охарактеризованных выше современных удаленных от склонов гемипелагических абиссальных терригенных пелитовых осадков, тесно с ними связаны и имеют плейстоценовый и неогеновый возраст.

Глубже залегает, также описанная И. О. Мурдмаа, миоцен-плейстоценовая гемипелагическая глинистая формация (от 100 до 2 000—2 500 м), которая, по мнению авторов, тоже, вероятно, относится к удаленно-флишонидному типу. Она вскрыта буровыми скважинами в Северо-Западной Атлантике. Занимает тут полосу шириной в 500—600 км, образовалась после большого стратиграфического перерыва. У краев занимаемой ею площади прислонена к склонам гор Новой Англии, плащеобразно облекая неровности рельефа. Сложена темными зеленовато-оливково- или желтовато-серыми пелитами и алевропелитами. В последних, ближе к подножию континентального склона, содержание средне- и мелкоалевритовой фракции 0,004—0,62 мм составляет 25—38 %.

Вдали от континента содержание песка и алеврита снижается до почти полного исчезновения (0,1—0,2 %). Содержание пелитовой фракции тоньше 0,004 мм составляет от 66 до 92 %, чаще всего более 75 %, в том числе субколлоидная фракция (мельче 0,001 мм) — 32—48 %.

Такие изменения в гранулометрическом составе связаны с механической дифференциацией терригенного материала, поступив-

шего с североамериканского континента «в условиях повышенной гидродинамической активности придонных вод» [20].

Среди бескарбонатных, в целом, отложений местами появляются мергельные слои, в которых мутьевые потоки переоткладывали также гемипелагические мергельные осадки вместе с наннопланктоном, фораминиферами, характерные для меньших глубин (исчезают вдали от континентов). Присутствует растительный детрит, пятнистость, полосчатость, текстуры, обязанные подъему газов, и ходы илоедов. Обычно отсутствуют днатомен, радиолярии, спиккулы губок.

2. Удаленные флишоподные формации донеогенового возраста, вскрытые денудацией на о. Барбадос. Он находится на южном продолжении глубоководного желоба Пуэрто-Рико, в 150 км восточнее Малой Антильской островной дуги. В основании разреза здесь залегает смятая в складки очень мощная, олигоценовая удаленная флишоподная формация Скотленд [21]. Она состоит из ритмически перемежающихся алевролитов и темных глинистых сланцев, нарушенных подводными оползнями и брекчиями. Последние считаются продуктами грязевого вулканизма. В этих брекчиях вынесены к поверхности обломки более древних палеогеновых (?) известняков. Формация, по-видимому, должна относиться к прагеосинклинальной стадии. На ней, после размыва, несогласно отложились пологозалегающие маломощные, очевидно, квазиplatformенные палеогеновые глубоководные океанические оозовые формации (радиолариты и фораминиферово-кокколитовые известняки (см. гл. 20, 21).

3. Более древние ископаемые глубоководные удаленные флишоподные формации должны находиться и действительно находятся внутри современных континентов. Они, в первую очередь, наблюдаются среди дислоцированных прагеосинклинальных формаций, вскрываемых денудацией. Распространены вдали от места их отложения, за пределами распространения присклоновых флишевых аспидных формаций.

В ископаемых удаленных флишоподных формациях поперечное движение турбидитных потоков также сменяется на продольное. Об этом говорят исследования направлений косої слойчатости в палеоген-неогеновых флишевых формациях Альп (данные Кюнена и др.), Апеннин [63], в меловых Кавказа [5], а также в карбон-раннепермских формациях на Памире (мощность 1,5—2 км).

В разных местах она известна под разными названиями: базардаринская свита (по Дуткевичу и Калмыкову), сарыкольская и ваханская (по Гайдену), свита Пасу хр. Каракорум (по Шнейдеру, Дезно). Сопоставление этих данных при учете результатов палеомагнитных исследований свидетельствует о том, что эта формация откладывалась в средних участках обширного океана или субокеана Тетис, имевшего тогда ширину порядка 3—4 тыс. км.

При учете такой ширины Тетиса рассматриваемые удаленные флишоподные его отложения занимали приосевую его полосу, пер-

воначально имевшую ширину более 1 тыс. км. Поэтому эти отложения должны были иметь абиссальный океанический или субокеанический характер. Только по краям Тетиса, севернее описываемой формации, в северо-западной части Памира и в Южном Тянь-Шане, а также южнее, в Гималаях, встречаются синхронные пермо-карбоновые межкордильерные и предкордильерные батиональные флишодные формации. На Южном Памире и южнее, в пределах Титиса, для этого времени пока не установлено каких-либо следов длительного существования островных поднятий, но имелись подводные субмеридиальные, подвергавшиеся размыву.

В рассматриваемой приосевой полосе Тетиса устанавливается такая же последовательность в смене типов формаций карбон — пермь — триасового возраста, какая на о. Барбадос выявлена в осадках кайнозойского возраста. Мощная прагеосинклинальная карбон-раннепермская среднебазардаринская удаленная флишодная формация, развитая в осевой полосе Тетиса, после прерыва и небольшого несогласия сменяется маломощными квазиплатформенными пермо-триасовыми ганско-кубергандинскими глубоководными карбонат-силицит-турбидитными (см. гл. 22). На них лежат мощные островодужные и геосинклинальные поздне триасовые и юрские рифогенные и слоистые карбонатные формации.

Во всех участках своего распространения описываемая среднебазардаринская формация отличается удивительным однообразием и мало выраженным составом. Имеются грауваки с обломочным материалом базальтового и андезитового состава, снесенные с местных областей размыва, а также слои своеобразных белых кварцито-песчаников, сложенных принесенными издалека округленными зернами кварца.

В рассматриваемой формации полностью отсутствуют какие-либо признаки мелководного происхождения. О глубоководности и субокеаническом образовании этой формации, по мнению авторов, говорит также почти полное отсутствие в них фауны, даже такой космополитической, как аммониты. Только в одном месте (на севере, в Пшартской зоне) в видимых верхах разреза найдены переотложенные намюрские гониатиты, залегающие в основании налегающей артинской верхнебазардаринской мелководной шлировой формации. Южнее в этом же горизонте был установлен глубокий размыв. В этой шлировой формации, несмотря на ее мелководность, уже встречаются аммониты, в том числе формы, распространенные от Гималаев на юге до о. Тимор на востоке (данные Дмитриева). Это также говорит о весьма значительных размерах существовавшего в верхнем палеозое субокеана Тетис.

Изредка встречаются переотложенные фораминиферы, по возрасту относящиеся к горизонтам от визе — намюра до среднего — позднего карбона и ранней перми, что объясняется турбидитным образованием этих отложений. Судя по редкости нахождения карбонатных остатков организмов в среднебазардаринской удаленной флишодной формации, глубина бассейна во время ее отложения, вероятно, превосходила 4,5 км, так как на такой глубине раство-

ряются все медленно погружающиеся в воде карбонатные остатки. Только в Каракоруме (по А. Дезно) в верхах свиты Пасу наблюдается частичное ее замещение карбонатными сланцами, свидетельствующее об относительно меньшей глубине образования.

Характерной особенностью разбираемых осадков, доказывающей их отложение турбидитными потоками, является отмечавшееся в них авторами присутствие 0 ЭР с градиционной слоистостью (рис. 95). Однако она наблюдается лишь в небольшой части слоев (не более, чем в 10—15 %), точнее, в единичных прослоях, а именно, образованных грязевыми турбидитами. Градиционнослоистые прослойки таких турбидитов представлены темно-серыми мусорными алевропелитами, их толщина составляет до 3—9 мм, иногда они выклиниваются. Подошва их плоская, лишена следов размыва. Они равномерно, ритмически чередуются с нерезко от них отграниченными, накрывающими их прослоями II ЭР почти черных пелитовых осадков, имеющих примерно такую же толщину. Общая толщина таких турбидитных ритмосерий невелика и составляет всего 0,5—1,5 см. Следовательно, характеризующаяся формация чаще всего относится к микрофлишовой субформации.

В подавляющем большинстве случаев микрофлишовой микроритмосерии состоят из чередования отсортированных донными

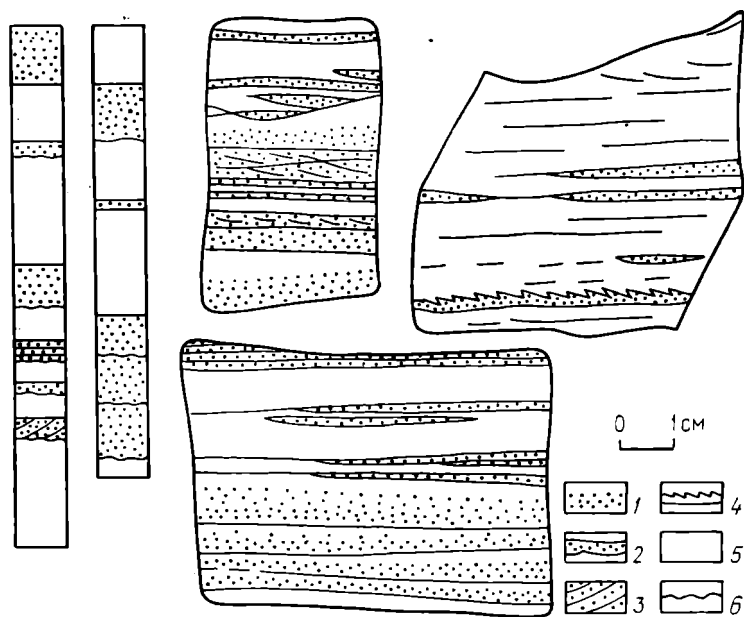


Рис. 95. Карбон-раннепермская среднебазардинская удаленная поперечно-турбидитная (микрофлишовая) формация. Южный Памир, р. Боз-Тере (Южная). 1 — турбидитные градиционнослоистые алевропелиты (0 ЭР); 2 — флюксотурбидитные однородные алевролиты (I ЭР); 3 — то же, косослойчатые; 4 — то же, однослойчатые; 5 — гемипелагические (?) аргиллиты (II ЭР); 6 — поверхности микро-размыва



Рис. 96. Некоторые текстуры в породах карбон-раннепермской базардаринской флишоидной (микрอฟлишоидной) формации. Южный Памир:

а — белое — в основном турбидитные алевролиты, черное — гемипелагические (?) аргиллиты; б — поступательные (течениевые) 1,5-сантиметровые знаки ряби; в, г — гниероглифы (хондриты и др.)

Рис. 97. Колонки ледниково-морских осадков японского шельфа. По Н. М. Страхову:

1 — песок; 2 — ил; 3 — илистая глина; 4 — глина; 5 — валуны

течениями I ЭР зернистых флюксотурбидитов и II ЭР пелитовых (рис. 96, а). Последние можно сравнить с тонкими грязеводными флюксотурбидитными или с гемипелагическими илами. Среди зернистых слоев преобладают алевролиты, иногда песчанистые, с типичной для донных течений односторонней косой слойчатостью, с наклоном косых слойков до 30° (см. рис. 95). Нередко они ограничены зубчатой линией с верхней стороны (имея односторонне-перьевидное строение). От них резко обособлены чередующиеся с ними прослои черных горизонтально-слойчатых, тонких по составу аргиллитов.

Микротекстуры пород этой формации нередко напоминают таковые в осадках глубинной дельты р. Св. Лаврентия (см. рис. 91). В отличие от аспидной, в описываемой удаленной флишоидной формации наблюдается особенно четко выраженное залегание плоскопараллельными слоями. Их границы почти всегда, за редкими исключениями, лишены следов размыва. Плоская форма сохраняется как в продольных, так и поперечных сечениях, лишь изредка обнаруживая пологие волнистые изгибы. В некоторых

пачках имеются обильные и разнообразные механоглифы и биоглифы (см. рис. 96, в, г).

Предконтинентальная айсберговая формация (морские удаленные подводные ледниково-морские формации) представляет ледовую разновидность глубоководных флишоидных формаций, свойственную холодному климату (рис. 97). Область их отложения начинается на платформенных шельфах, охватывает главным образом континентальный склон и достигает абиссали, распространяясь на глубинах от 0 до 4 000 м (Антарктида, Гренландия, Канада, Новая Земля и др.).

Такие смешанные осадки тающих айсбергов, выпадая на дно океанов, рассеиваются среди обычных терригенных турбидитных, а также глобигериновых или диатомитовых пелагических оозовых формаций (см. гл. 21), слагают дно Северного Ледовитого океана, Берингово море и образуют широкую кольцообразную полосу вокруг Антарктиды (до 40° ю. ш.), распространяясь, в общем, на площади 13—14 млн. км².

В современных морских отложениях на долю собственно айсберговых осадков, по А. П. Лисицыну [18], приходится, по-видимому, не более 1—1,5 млн. км² (?). Они представлены зеленовато-серыми или буроватыми мусорными алеврито-песчано-щебневыми осадками и валунами (см. рис. 97) с низкой карбонатностью (0—1,0, редко до 10 %). Преобладает песчано-алевритовый материал, присутствуют скорлупки диатомей и спиккулы губок (около 10 %). Скорость накопления 10—100 мм в 1 000 лет.

Предконтинентальная перигляциальная формация наблюдается в окраинных морях (Беринговом, Охотском), смежных с областями распространения айсберговой формации, последняя замещается перигляциальной, образующейся в бореальном климате на глубинах 0,5—4 км. Установлено, что турбидитные потоки, участвующие в образовании этой формации, вытекают из фиордов.

Глубоководные представители этой формации характеризуются турбидитными песками, алевритами. Они содержат примесь грубообломочного айсбергового материала, чередуются с пелитами, прослойками вулканических пеплов и с циркумполярной диатомовой формацией. Скорость накопления 20—200 мм в 1 000 лет.

Сопутствующие айсберговой формации ледниково-морские глины широко распространены на шельфе вдоль берегов Антарктиды, Аляски, Гренландии, Шпицбергена и опускаются отсюда в глубоководье. Представляют почти неотсортированные мусорные алевропелиты, в которых присутствуют щебень, отдельные ледниковые валуны с остатками неразложившихся органических веществ, являющихся центрами отложения зерен глауконита.

Известны примеры ископаемых айсберговых и перигляциальных формаций в плейстоцене севера Тихого океана, возможно их присутствие в среднеюрских толщах Африки (в долине р. Луабы, западнее оз. Танганьика и в формации Двика); также в

позднепалеозойских (в Индии, Австралии, где сопровождаются турбидитами); среди девонских или силурийских (в Южной Африке) и др.

Глава 20

АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТУПЕНИ

Океаническая ступень занимает огромные площади за пределами континентального терригенного стока. Эта ступень, как было показано выше, охватывает пространство от оси срединноокеанических поднятий до осей сопряженных с ними глубоководных абиссальных котловин, где завершается общее гравитационно обусловленное всепланетное движение осадочных масс. Сюда не поступают терригенные отложения (за исключением эоловых), доминирующие на предконтинентальной ступени (табл. 26).

Алюмосиликатные осадки (пелагические и туфогенные) играют здесь ограниченную роль, если не считать продуктов разрушения базальтовых океанических поднятий. Они, в основном, вытесняются здесь гораздо медленнее накапливающимися высокодисперсными пелагическими оозовыми илами¹ и продуктами их турбидитного и доннотечениявого переотложения. Расположение пелагических формаций в плане зависит от развития циркумконтинентальных и иных орогидрографических фациальных комплексов, а также от широтных и циркумполярных климатических [2, 18].

¹ Термин «оозовые осадки», по У. Х. Твенхофелу, охватывает тонкодисперсные пелагические отложения, т. е. осаждающиеся из воды вдали от берегов и не носящие следов непосредственного участия продуктов денудации суши.

Таблица 26

Площади океанов (в млн. км²), покрытые глубоководными осадками.
По Свердрупу

Типы осадков	Атлантический океан	Тихий океан	Индийский океан	Всего
Известковые илы	41,6 (67,5)*	51,9 (36,2)	34,4 (54,3)	127,9 (47,7)
Кремнистые илы	4,1 (6,7)	27,0 (14,7)	12,9 (20,4)	38,0 (14,2)
Красные глины	15,9 (25,3)	70,3 (49,1)	16,0 (25,3)	102,2 (38,1)
	61,7 (100)	143,2 (100)	63,3 (100)	268,1 (100)

* В скобках — процентное содержание.

Наряду с этим, проявляются местные региональные оротектонические факторы, зависящие, в первую очередь, от развития вертикальной высотной зональности океанического дна и от его изменений под воздействием тектоно-магматических процессов. С этим связаны проявления некоторых, на первый взгляд, неожиданных и парадоксальных особенностей океанического осадкообразования.

П. Л. Безруков и А. П. Лисицын еще в 1968 г. отмечали, что на дне океанов «на глубинах 3—5 км и более встречаются осадки, имеющие признаки, типичные для мелководных условия (грубость гранулометрического состава, знаки ряби, ходы сверлящих моллюсков и роющих животных, остатки наземных растений или границ перерывов)».

Подобные факты были отмечены целым рядом других исследователей, изучающих, к примеру, гайоты, т. е. остатки океанических вулканов (данные Гамильтона, А. М. Городницкого и др.), или установивших в океанических отложениях многочисленные перерывы вплоть до существования в современном глубоководье наземных отложений.

Динамические фациальные пояса океанической ступени

Ближе к водоразделам океанических поднятий откладываются терригенные осадки базальтоидного состава, слагающие океанические подводноперерывные пояса, включая батинальные. Среди них имеются осадки пояса подводных склонов, а также пояса турбидитных потоков. Детальные литологические исследования океанических осадков, проведенные в последние годы, в частности в северо-западной Атлантике [20], подтвердили гипотезу П. Кюнена и Б. Хизена о важной роли турбидитных потоков в отложении океанических формаций. Некоторую роль, особенно в районах океанических поднятий, играет пояс донных течений, в том числе флюксотурбидитных, слабеющих на океанических равнинах. Наконец, с катастрофически возникающими турбидитными и флюксотурбидитными слоями всегда ритмически перемежаются повсеместно медленно и неуклонно оседающие тонкопелитовые отложения пелагического центрально-отстойного пояса. Местами последние почти целиком слагают отдельные крупные формации различного состава, образуя абиссальные оозы карбонатного, силицитового и красноглинного типов (см. табл. 26).

Эти осадки делятся на четыре типа. Непереотложенные (1) пелагические силицитовые и карбонатные оозы свойственны, главным образом, вершинам океанических поднятий. Они сменяются с одной стороны образующимися на их склонах такими же переотложенными (2), которые перемещены турбидитными потоками, главным образом карбонатными. В понижениях с пологим дном опять вытесняются такими же непереотложенными (3) осадками. С другой стороны, на больших глубинах (порядка более 4,5—

5 км), превышающих критическую глубину карбонатакопления*, вместо карбонатных оозов откладываются красноглинны, а также силицитовые оозы [4].

Характерные литологические особенности океанических осадочных формаций

Литологические особенности океанических осадочных формаций были суммированы И. О. Мурдмаа и, по его данным с некоторыми дополнениями, приводятся ниже.

Для океанических пелагических осадков характерно непрерывное и равномерное отложение во времени, но неравномерное в пространстве. В равнинообразовательных условиях, где возникает мало терригенных осадков, пелагические кокколито-фораминиферо-вые илы распространяются на континентальные подножия и даже на склоны.

Для глубоководных океанических отложений характерны следующие особенности:

1) своеобразные пелагические биогенные и тонкопелитовые формации;

2) для грубых океанических турбидитных формаций типично накопление только базальтоидного материала, включая связанные с ними турбидитные туфообломочные осадки, с этим же связано характерное для них же высокое содержание титана (до 1,5—2 %);

3) повсеместно рассеянное или же массовое скопление в них карбонатных или силицитовых раковин планктонных организмов, иногда зубов акул и других рыб;

4) для отложений океанической ступени характерно чрезвычайно широкое распространение пелагических кремнистых раковин радиоларий, встречающихся почти во всех формациях, реже диатомей и спикул губок.

Они могут находиться независимо от остатка карбонатных планктонных раковин ниже критической глубины карбонатакопления, но встречаются иногда совместно с карбонатными отложениями, обуславливая парагенезис карбонатных минералов с минералами кремнезема. Образование этого парагенезиса в океанических глубоководных формациях связано с совместным осаждением пелагических карбонатных и силицитовых раковин;

5) при совместном отложении кремнистых и карбонатных раковин образуются своеобразные карбонато-силицитовые формации, не встречающиеся в мелководье, так как хемогенные карбонаты и гидраты кремнезема выпадают из раствора при различных величинах pH;

* Критическая глубина карбонатакопления определяется тем уровнем, на котором заканчивается растворение медленно оседающих планктонных известковых раковин в морской воде.

6) этот парагенезис является показателем глубины отложения пелагических осадочных формаций: он возможен только при отложении выше критической глубины, так как глубже карбонатные раковинки растворяются;

7) при этом мельчайшие раковинки наннопланктона (кокколитофориды, флагелляты) сохраняются в пелагических осадках на более значительных глубинах, т. е. ближе к критической глубине карбонатонакопления, чем более крупные, принадлежащие фораминиферам;

8) в пелагических формациях всех глубин очень распространены проявления диагенетической миграции легко растворимых форм минералов кремнезема, слагающих раковины пелагических организмов. При этом кремнистые раковины растворяются или замещаются кальцитом, что говорит об углекислой щелочной природе действующих растворов, а кремнезем переоткладывается, образуя очень широко распространенное окремнение разных пелагических пород: карбонатных и алюмосиликатных — в форме линзочек и жилок кремния [20];

9) благодаря тому, что общая циркуляция охватывает всю толщу вод океана, в них всюду содержится свободный кислород; этим вызывается окисление пелагических взвесей при их медленном оседании, весьма характерное для океанических осадочных формаций, также пониженное содержание органического вещества и господство окислительных реакций в осадках.

В осадках океанической ступени, особенно в океанических котловинах, содержание C_{org} снижается до 0,25 % и менее (несколько возрастая лишь в гумидных климатических поясах). В связи с этим мощность верхнего окисленного слоя осадков у окраин континента составляет от нескольких сантиметров до 10—20 см (глубже появляются диагенетические сульфиды железа), а в центральных участках океанов — до 10—15 см.

Приведенные данные о содержании углерода относятся к современному осадкам. В ископаемых континентальных осадках, по данным Траска, сохраняется в среднем только 40 % первоначального содержания углерода, остальное подвергается окислению в ходе диагенеза.

Характерное для океанических отложений преобладание окислительных процессов и малая роль восстановительных находят свое отражение в минеральном составе осадков (редкость скопеллий обуглероженного органического вещества, также сернистых соединений, обилие окисленных). В частности, характерно обилие глубоководных аэроморфных красных (фиолетовых) глинистых и карбонатно-глинистых осадков, связанных с накоплением окислов марганца и железа.

Происходит образование конкреций железо-марганцевого типа и концентрация рассеянного материала органического происхождения (кости и зубы рыб, слуховые косточки китов и т. п.).

Выделяются два семейства океанических алюмосиликатных формаций.

Классификация алюмосиликатных осадочных формаций океанической ступени

Семейство океанических подводноперерывных формаций:

— океаническая базальт-граувакковая.

Семейство океанических оозовых красноглинных формаций:

— оозовая тропическая красноглинная;

— оозовая внетропическая пестро-красноглинная;

— оозовая внетропическая черно-пестроглинная.

Семейство океанических подводноперерывных формаций образуется в начале океанической ступени, в фаціальном комплексе океанических подводных поднятий, которые иногда несколько выступают своими вершинами над уровнем воды в океане. Возникновение океанических подводноперерывных формаций связано с тем, что на дне океана наблюдается весьма расчлененный рельеф, а также широко распространены выходы твердых пород плейстоценовых и дочетвертичных вулканических и осадочных формаций (неогеновых, палеогеновых, местами меловых и юрских).

В пределах подводных поднятий и их склонов действует подводновыветривающийся фаціальный пояс, активный подводно-склоновый; образуются также осадки турбидитного пояса, наиболее грубые по составу в пределах океанической ступени, иногда щебнистые до валунистых, но все же преобладают песчано-алевритовые. Здесь могут проявляться вулканические и поствулканические процессы, которые способствуют разложению осадков. Следы деятельности доннотечения в океанических перерывных осадках наблюдаются гораздо чаще, чем на континентальных склонах и континентальных подножиях.

Океаническая базальт-граувакковая формация связана с разрушением вулканических поднятий, сложенных базальтами и пикритами. По И. О. Мурдмаа [20], вскрыта в олигоцен-раннемиоценовых отложениях (170 м) в Северо-Западной Атлантике в скважине, заданной у восточного подножия Бермудской возвышенности, на западной окраине равнины Нейрс. Предполагается, что она должна иметь более значительное распространение. Выполняет главным образом западины донного рельефа. Налегает на неровно размытое метабазальтовое ложе поднятий, представляет продукты его разрушения, переотложенные турбидитными потоками. Характеризуется ритмичной перемежаемостью: 0 ЭР — турбидитные градиционнослойчатые грубые с обломками песчаники и алевролиты; I ЭР — флюксотурбидитные, в основном алевритовые слои мощностью обычно в несколько сантиметров; IIa ЭР — грязевые флюксотурбидитные серые и зеленовато-серые алевритовые аргиллиты с ходами илоедов. Мощность таких ритмосерий от 0,1—0,2 до 3—4 м. В обломках встречены слюдяные сланцы, измененные основные породы, пироксен, титанавгит, хлорит, гранат, магнетит, хромшпинелиды и др. Почти всегда содержит титан в количестве 1 % и более — это несколько больше, чем в пестро-красноглинной и черно-

**Распределение некоторых химических элементов с удалением от источника
вулканического материала (Гавайские острова). По Аррениусу**

Расстояние от Гавайских островов (в милях)	1,000 Ti/Al	1,000 V/Al	1,000 Cr/Al
26	270	11	4,5
100	91	4,2	1,0
137	77	3,9	1,1
188	66	3,3	0,87
1820	50	4,3	0,01

пестроглинной миоценовых оозовых формациях, где титана до 0,7 %.

В Тихом океане на склонах подводных поднятий широко развиты осыпи обломков базальтов, их туфы, переслаивающиеся красными глубоководными глинами и дающие начало флюксотурбидитам. В этих глинах встречаются мельчайшие обломки базальтов, часть которых подверглась выветриванию. При этом плагиоклазы перешли в метагаллуазит, пироксен замещен серпентином и хлоритом, гидрокислами железа, оливин-иддингситом. В тропиках имеется комплекс минералов, типичный для латеритных кор выветривания (гипсбит не обнаружен, возможно, вследствие своей хрупкости, приведшей к распаду его частиц при переносе). Кристаллики филлипсита, содержащиеся в красных глубоководных глинах, вероятно, были переотложены из продуктов гидротермального изменения базальтов. При удалении от вулканических поднятий происходят закономерные изменения химического состава осадков (табл. 27).

С турбидитным происхождением этих осадков согласуется, отмеченное в них В. А. Крашенинниковым, смешение разновозрастных бентосных и планктонных фораминифер, включающих формы четвертичного, плиоценового и миоценового возраста. При этом раковины фораминифер рассортированы в разных слоях по крупности, что также типично для флюксотурбидитов.

В описываемых океанических осадках турбидитных потоков несколько меньше половины объема приходится на долю обломочно-грязевых отложений, доля обломочных флюксотурбидитов — не более 1/10 объема, а пелитовые грязевые турбидиты вместе с возможными пелагическими осадками составляют больше половины.

Океанические подводноперерывные формации соседствуют и, иногда, граничат или перемежаются с океанической оозовой фораминиферовой формацией, залегающей на некоторых плоских вершинах поднятий, по склонам которых спускаются подводноперерывные отложения.

Ископаемым представителем океанической подводноперерывной базальт-граувакковой формации, по мнению авторов, является карабелесская (тохтабулакская) туфогенная свита Южного Памира, вклинивающаяся между раннепермской ганской и ранне-среднетриасовой кобригенской глубокоководными карбонато-силицит-флишондными формациями, которые фациально замещают на юге данную формацию. Эта формация сносилась с рифтовых (?) подводных поднятий: частью с Истыкского и в большей мере — с Пшартского. На севере, вблизи рифтогенных пшартских вулканических поднятий, откуда происходил снос, появляются маломощные линзы мелководных кораллово-водорослевых биогермов. Ее мощность колеблется в Аксуйской зоне от 0 до 80 м, а в Пшартской зоне — до 160—180 м. Ближе к поднятиям в ней преобладают грубозернистые песчаники, конгломераты и брекчии базальтоидного состава, а также имеются линзы (до 2 м) органогенно-обломочных известняков. Дальше от поднятий в них, как считает С. В. Руженцев, «преобладают полимиктовые гравелиты и грубозернистые песчаники, состоящие из хорошо окатанных обломков основных эффузивных пород, туффитов, кремнистых пород, разнообразных известняков, хлоритизированных жильных диабазов»; имеются линзы снесенных с мелководья валунов (до 0,3—0,5 м) обломочных кораллово-брахиоподовых известняков с фораминиферами памирского яруса.

В. П. Новиков, изучая петрографический состав этих отложений, установил в них овоиды бокситоподобного вещества (севернее известны проявления бокситов), присутствие значительного количества титановых минералов (до 0,75—1,6, редко 1,7 % титана *). В более мощных разрезах наблюдается от 2 до 6 ритмосерий. В кровле залегают туфокремнистые породы с позднепалеозойскими радиоляриями. На юге, в хр. Ваханском, рассматриваемая перерывная формация замещается глубокоководной карбонатно-силицит-турбидитной формацией.

Семейство океанических оозовых красноглинистых формаций образуется в нижней части океанической ступени, на абиссальных пелагических равнинах (рис. 98), на той стороне глубоководных котловин, обращенных к океану, куда не распространяется терригенный снос турбидитных осадков с предконтинентальной ступени. Тут на первый план выходят процессы центрально-отстойного пояса. Накапливается в наиболее глубоких абиссальных впадинах (глубина от 4,0—4,5 до 6,5 км) из пелагической мути, медленно оседающей из вод океана на глубине свыше 4,5 км, отвечающей критической глубине карбоната накопления. После растворения глобигерин в остатке накапливаются глубокоководные красные глины.

* Следы бокситообразования и повышенное содержание титана (до 1,5—2 %) отмечены в современных турбидитах у подножия Гавайских островов, на глубинах 2,7—5,2 км.

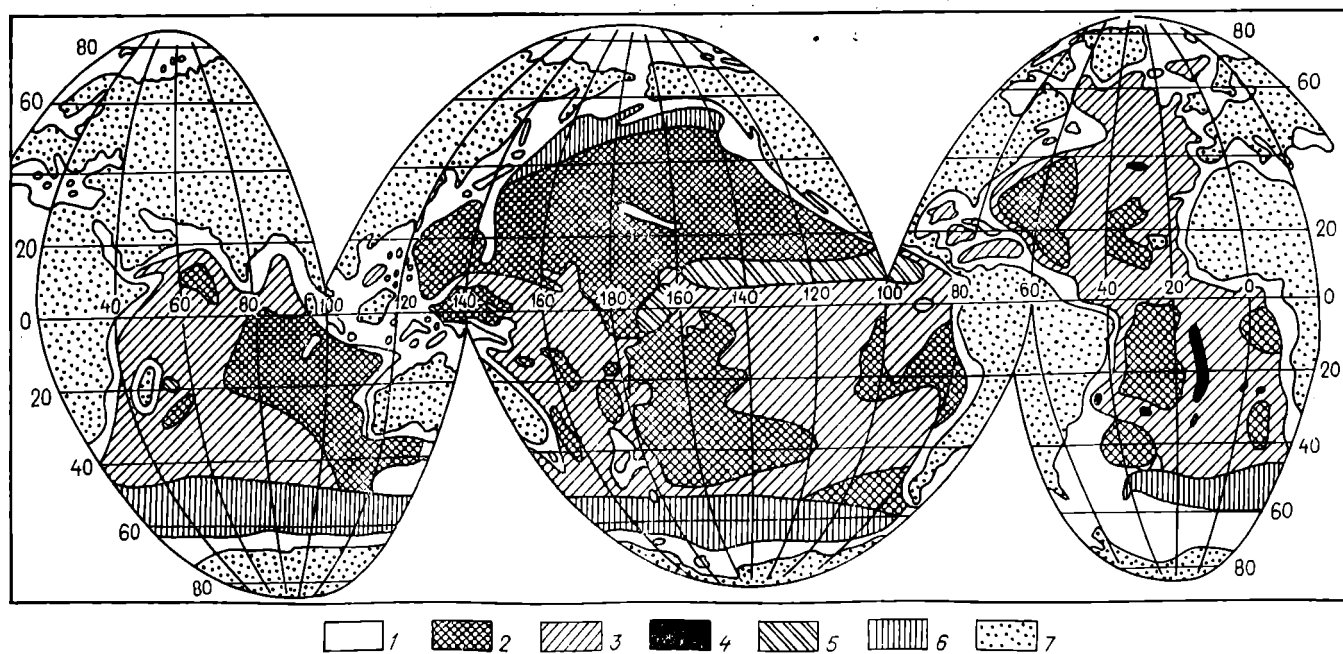


Рис. 98. Распределение различных типов динамических осадков Мирового океана. По Ф. Шепарду:

1 — терригенные осадки. Пелагические: 2 — красные глины; 3 — глобигериновый известковый ил; 4 — то же, птероподовый; 5 — радиолярийный кремнистый ил; 6 — то же, диатомовый; 7 — суша

Наряду с глобигериновыми оозами это семейство является наиболее распространенным по площади; занимает 100—130 млн. км² (32—42,5 % площади океана, 26 % поверхности Земли). По другим данным, общая площадь их распространения составляет 38,1 % от площади океанических провинций (102,3 млн. км²).

По П. Л. Безрукову и И. О. Мурдмаа [2], в Тихом и Индийском океанах красноглинные формации имеют возраст от современных до миоцена или олигоцена. Подстилаются меловыми карбонатными и силицитовыми оозовыми формациями. Местами же красная глубоководная глина непосредственно лежит на базальтовом ложе океана, например, около Гавайских островов. Отлагается, в основном, в областях крупных антициклонических круговоротов течений, главным образом в северном и южном аридных поясах и смежных частях гумидных, характеризующихся минимумом биологической продуктивности и сниженной интенсивностью осадконакопления, которое нередко практически прекращалось с возникновением стратиграфического перерыва.

Различаются: 1) тропические красноглинные формации и 2) внетропические, границы которых определены нечетко.

Тропическая оозовая красноглинная формация, по-видимому, представляет наиболее типичный вид среди формаций характеризующего семейства. Мощность ее невелика (нигде не достигает и 100 м). Ее выходы прерываются холмистыми выходами неогена, палеогена, базальтов. Скорости накопления не более 1 000—2 000 мм в 1 000 лет. Имеет шоколадно-бурую окраску. Преобладают породы (70—80 % составляет монтмориллонит), подчиненные цеолит-пелитовые и цеолитовые, нередко чередуются с разложившимися палагонитовыми базальтовыми туфами. Обычно имеет тусклый красновато-бурый (темно-шоколадный) цвет, лишь редко кирпично-красный (северная часть Атлантического океана).

Эта формация сложена наиболее тонкодисперсными осадками океана. Гранулометрический состав (в %): гравий — 0, песок — 0,2, алеврит — 4,8—6,7, пелит — 46,1—57,6, субколлоид — 39,2—48,8, медиана 0,0010—0,0012, коэффициент сортировки 1,6—2,2. Минеральный состав (в %): гидрослюда 50—60, смектиты не более 30, хлорит 15—20. Содержание CaCO₃ изменчивое — от 0,15 до 0,22 % (на меньших глубинах). Оказывается более окисленным, чем гемипелагические и переходные пелагические пелитовые илы, и потому в них содержание C_{орг} снижается в среднем до 0,5—0,23 %, с чем и связана красная окраска. В центре котловин характерна примесь вулканического пепла, присутствующего в рассеянном состоянии или в виде линз, цеолита (переходящего в филлипсит, клиноптилолит).

Средний химический состав соответствует базальту, точнее, кварцевому базальту (данные Полдерваарта). Имеются свободные полутороакислы железа и марганца (иногда более 5 %, а в среднем 0,5 %), а также много железо-марганцевых конкреций, местами слагающих до 80 % площади дна. На дне Тихого океана они распространены двумя полосами к северу и югу от экватора.

Содержание меди, никеля, кобальта достигает 0,5—1,0 % каждого [41]. В связи с этим предлагаются проекты разработки россыпей марганцевых конкреций, поднимаемых вверх элеваторами. В красной глубоководной глине находятся иногда зубы акул, слуховые косточки китов и др., имеющих четвертичный и палеоген-неогеновый возраст. Обычно содержатся раковины радиолярии. Когда их содержание превышает 20 %, этот осадок получает название радиоляриевого ооза (см. гл. 21). Следы деятельности глубинных донных течений сравнительно редки и указывают на слабость последних [33].

Вопрос о существовании оозовой красноглинной внутритропической формации в северной части Атлантического океана, в Северо-Американской котловине, является спорным. По данным И. О. Мурдмаа [20], здесь к красноглинной формации близки образцы серовато-коричневых пелагических глин, тонких (пелита более 99 %), гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, полученные в скв. 387 к юго-западу от Бермудской возвышенности. Содержание марганца низкое — 10,0 %, $C_{орг}$ — 0,1 %. Присутствуют точечные железо-марганцевые выделения, розетки родохрозита, костный детрит, 15 % тонкодисперсного кварца, 4 % полевого шпата, нет карбонатных раковин. Осадки имеют характер переходный от «настоящих» пелагических красных глин к терригенным гемипелагическим.

В Северной Атлантике широко развиты еще две разновидности осадков, которые по своим признакам генетически связаны постепенными переходами как друг с другом, так и с родоначальной, наиболее окисленной красноглинной оозовой формацией и, вероятно, могут считаться продуктами восстановительных процессов. Исследователи выделяют их в качестве самостоятельных формаций. Одна из этих формаций, которую авторы называют пестро-красноглинной оозовой, характеризуется начальными незавершенными проявлениями восстановительных условий и наиболее близка к исходной красноглинной оозовой формации. Другая, именуемая ниже черно-пестроглинной оозовой формацией, по своим признакам еще более отличается от последней вследствие проявившегося в ней усиления восстановительных процессов при ее образовании.

Оозовая пестро-красноглинная внутритропическая формация, по данным И. О. Мурдмаа, широко развита в верхнем мелу — палеоцене в Северо-Западной Атлантике, в пределах современной Северо-Атлантической глубоководной котловины (глубины более 3,5—4 км). В названии формации на первом месте стоят более гидроморфные разности, на втором — аэроморфные первичные (формация пестрых глин, [20]).

Олигоцен (?) - плейстоценовая глубоководная (пелитовая) коричневая пелитовая формация (от первых десятков до 100—130 м) выделена И. О. Мурдмаа [20] в Северо-Американской котловине Атлантического океана во впадине Гаттерас и на пологом поднятии к югу от Бермудских островов на глубинах более 5 000 м, от-

ложена после перерыва (?) на эocene и верхнем мелу. Характеризуется медленностью накопления. Сложена коричневыми и красноватыми глинами, не подвергшимися восстановлению из-за малого содержания органических веществ. Является наиболее удаленным от экватора представителем красноглинной оозовой формации (оканчивается на севере на широте 35°). Иногда в нее вклиниваются известковые осадки, а также прослои алевроитов, вероятно, находящиеся на юго-западном продолжении Северо-Атлантического продольного турбидитного канала.

Подстилагся близкой по составу черно-пестроглинной оозовой формацией. В отличие от нее здесь почти отсутствуют проявления резко восстановительных процессов, в частности черные глины; подчиненное значение имеют сероцветные (зеленовато-серые, голубоватые, темно-серые, иногда до черных), иногда полосчатые, наподобие колец Лизеганга (вследствие диагенетического перераспределения окислов железа и марганца); преобладают красноватые глины (аргиллиты), иногда монтмориллонит-гидрослюдистого состава с каолинитом. Лишь изредка, главным образом вверху, имеются слои нанномергелей при отсутствии фораминифер, что говорит об отложении ее выше критической глубины карбонатакопления. Подавляющая же часть формации отлагдалась на более значительных глубинах. Примесь алевроитовых зерен (кварца, слюды) очень незначительная. Примесь и прослои алевроитового материала связаны лишь с продолжениями этих отложений у подножий континентов. Это указывает на отсутствие приноса материала турбидитными потоками и на господство центрально-отстойных процессов при отложении такой минеральной взвеси в образовании рассматриваемой формации. Наблюдаются такие же текстурные особенности, как и в оозовой формации, — обычное отсутствие слойчатости, реже горизонтальная или волнистая слойчатость и микрослойчатость. Изредка встречаются радиолярии, фосфатный костный детрит.

Пестро-красноглинная формация в Северо-Западной Атлантике, по И. О. Мурдмаа [20], отличается повышенной химической дифференциацией ряда химических элементов. В разных слоях резко изменяются содержания кремнезема, алюминия (достигает 9,3—12,2 %, часть его находится в растворимой форме), а также малых элементов, в такой же степени, как в подстилающей черно-пестроглинной формации. По сравнению с последней имеется несколько повышенное содержание титана (обычно более 0,3 %) и железа и пониженное содержание C_{org} (поэтому отличается от нее отсутствием карбонатов железа и марганца).

Переход от сероцветных слоев к красноватым характеризуется уменьшением скорости осадконакопления, что соответствует переходу от гемипелагических условий к пелагическим, при этом иногда возникал стратиграфический перерыв. Повышаются концентрации железа, марганца, появляются их конкреции. При этом чаще всего исчезают органические остатки (изредка имеются аммониты, наннопланктон, радиолярии).

Рис. 99. Главные текстуры пород черно-пестроглинной формации (керна). Атлантический океан. По И. О. Мурдмаа:

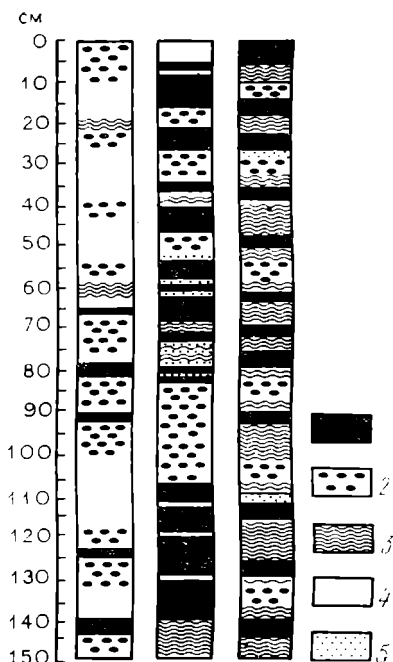
1 — черные глины; 2 — пятнистые слои; 3 — тонкая волнистая слоистость; 4 — однородная текстура; 5 — прослои радиоляриевых «песков»

Оозовая черно-пестроглинная внутропическая формация (формация черных глин, по И. О. Мурдмаа [20], рис. 99) выделяется в Северо-Западной Атлантике, в абиссальных впадинах Нейрс, Гаттерас (современные глубины более 3,5—4 км). Лежит на юрско-меловом «древнем» карбонатном комплексе и частично переслаивается с баррем-сеноманской «формацией черных глин» мощностью от 70—120 до 250—350 м, сменяется выше по разрезу близкой по составу «формацией пестрых глин» (пестро-красноглинной, — авт.).

Только в низах ее имеются прослои кокколитовых оозов, откладывавшиеся, видимо, вблизи КГК — критической глубины карбонатакопления (так как отсутствуют раковинки фораминифер, возможно, уже растворившиеся к этим глубинам). Остальная часть формации откладывалась в основном ниже этой глубины, так как содержание карбонатов малое (отсутствуют карбонатные раковины). Широко распространены проявления диагенетического перетолжения кремнезема и окремнение (халцедонизация) пород данной формации, что ведет к образованию линз и прожилок кремния. Изредка встречаются карбонатизированные раковины радиолярий, фосфатизированные органические остатки, вторичные хлоритоподобные и серпентинитоподобные минералы, аутигенный барит.

Преобладают неслоистые плотные глины (аргиллиты) со следами илоядных, тонко, горизонтально- или волнистослойчатые (точнее полосчатые), иногда косослойчатые, что связано с послойным распределением тонких зернышек кварца, слюды. Это указывает на некоторое участие донных течений в их отложении и на пульсации скорости течений.

Имеются ритмически повторяющиеся через 10—20 см подчпненные слои массивных радиоляриевых глин, радиоляритов и карбонатно-силлицитовых пород, что сближает данную формацию с эоценовой силицитопелитовой турбидитной (см. гл. 21). В скважинах западнее Бермудских островов И. О. Мурдмаа отмечает ряд маломощных турбидитных ритмосерий в разрезе отложений этой фор-



мации от верхнего апта до верхнего сеномана (общей мощностью более 200 м), что подтверждается и детальными гранулометрическими исследованиями Маккейва. Выше по разрезу этой формации, в слоях, относящихся к плиоцену — плейстоцену, она переходит в сплошную турбидитную формацию.

Черные глины обогащены тонкорассеянными зернышками пирита (обособляющимися в тончайших прослойках) и растительным детритом; имеются водоросли динофлагелляты, рассеянные органические вещества ($C_{орг}$ до 1—4 %, редко более 10 %, лишь в самых верхних пачках — до 10—16 %). В переслаивающихся с ними серых глинах $C_{орг}$ 0,1—1 %.

Черно-пестроглинная формация, по И. О. Мурдмаа и др., характеризуется таким же, как в пелагических глинах, средним химическим составом, но отличается весьма широкими вариациями содержания всех химических элементов, включая микроэлементы, и повышенным содержанием $C_{орг}$. Это единственная из всех океанических формаций, где восстановлена часть железа и марганца (появляются родохрозит-сидеритовые минералы, в отличие от пестро-красноглинной формации).

Допускается, что во время отложения черно-пестроглинной оозовой формации критическая глубина карбоната накопления поднялась до 3,5 км. Вероятно, глубина бассейна была не менее 3—3,5 км, а в отдельных впадинах более 4 км [20].

Повышенное содержание пачек черных глин в осадках этого же возраста отмечается также на предконтинентальной ступени (во впадине Блейк-Багама, а также в Бискайском заливе (данные П. П. Тимофеева и др.), в узких рифтовых впадинах западных берегов Африки (данные А. И. Горлова и др.).

Наблюдаемое в черно-пестроглинных оозах повышенное накопление растительного органического вещества связано с усилением его генерации и сноса во второй половине мела, а также влажности климата. Их сезонная ритмическая полосчатость с продолжительностью ритмов в 20 000 лет (по Маккейву) соответствует периодическим климатически обусловленным усилениям продуцирования биоорганического материала.

Красноглинные формации в ископаемом состоянии на суше почти неизвестны, отмечались лишь среди палеоген-неогеновых океанических формаций на о. Барбадос. Возможны на островных дугах, где предположительно устанавливаются среди меловых отложений о. Калимантан, о. Тимор в Индонезии (по данным Р. Ван Беммелена) и, возможно, также в Апеннинских.

Глава 21

СИЛИЦИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Термин «силициты» предложен Л. Кайе в 1929 г. и уточнен Г. И. Теодоровичем в 1935 и 1958 гг. Согласно последнему, под названием «силициты» понимаются осадки, которые целиком или

преимущественно состоят из свободного или водного кремнезема, имеющего коллоидное, метакolloидное или органогенное, а также частично поствулканическое (точнее гидротермально-осадочное) происхождение.

Синоним кремнистые формации (по Н. С. Шатскому) менее удобен, так как под этим наименованием, кроме собственно силицитов, иногда понимались еще, во-первых, кластические, т. е. механические осадки и породы (песчаные, алевроитовые), состоящие из обломков кремня и кварца; во-вторых, вторично окремненные карбонатные.

В силицитовых формациях (хемогенные, биогенные и эксгальциционно-осадочные) существенную роль играют сингенетические силицитовые и субсилицитовые породы, с которыми сопряжен ряд других терригенных и вулканогенно-осадочных*.

Силициты содержат более 50 % метакolloидного и органогенного кремнезема, а субсилициты 25—50 %. Отчетливо делятся на кайнотипные и палеотипные разновидности.

Кайнотипные силицитовые разновидности включают опоки, диатомовые опоки, диатомиты и трепелы, опалолиты. Они состоят из опала, еще не перешедшего или же лишь отчасти перешедшего в халцедон, реже в кварц (последний наблюдался, например, В. И. Поповым в палеогеновых опоках Северной Ферганы). Встречаются в современных океанических формационных рядах, иногда в кайнозойских предконтинентальных (диатомиты в геосинклинальных формациях северной половины Тихоокеанского кольца). Наиболее характерны для мезозойских и кайнозойских внутриконтинентальных постгеосинклинальных и платформенных формационных рядов.

Палеотипные силицитовые разновидности включают яшмы и халцедонолиты и сложены халцедоном, в меньшей или большей мере превращенном в метакolloидный кварц.

В зависимости от примесей, обособляются многочисленные разновидности силицитов и субсилицитов, в частности: диатомовые, радиоляриевые, спонгиевые, пелитистые (фтаниты), углеродистые (лидиты), иногда карбонатсодержащие (с фораминиферами и др.), а также железистые (авантюрины), марганценовые, фосфоритоносные и др.

Характерно наличие рудных горизонтов: железорудных (гематитовых, магнетитовых); марганцеворудных, использовавшихся на Урале под названием «родонит»; фосфоритовых, а также рудопосных углеродистых, часто содержащих различные цветные и редкие металлы (медь, никель, хром, молибден, вольфрам, ванадий и др.). Опалолиты используются промышленностью как сорбенты и наполнители и вместе с халцедонолитами в качестве абразивов.

* К силицитовым формациям не относятся эпигенетические, в частности гипергенно- и эпигенетически-окремненные породы, которые возникли из карбонатных и терригенных, благодаря привнесу в них кремнезема со стороны, и потому рассматриваются вместе с первичными формациями.

В предконтинентальных силицитовых формациях нередко содержатся подчиненные прослои обычных терригенных пород, главным образом пелитовых, алевроитовых, туфогенных, реже карбонатных. Столь же часто силициты, наоборот, оказываются подчиненными терригенным туфоосадочным и карбонатным породам. В любом из этих случаев подобную толщу, как правило, удается разделить на перемежающиеся друг с другом формации соответствующего петрогенетического типа, но изредка приходится объединять их между собою в качестве ассоциации.

Силицитовые формации максимального развития и разнообразия достигают на океанической и предконтинентальной ступенях, в частности, в прогибах между островными дугами, где получают наибольшую мощность; также в квазиплатформенных формационных рядах; относительно широко развиты в геосинклинальных. Меньшую роль они играют в развитии континентальных провинций, где встречаются в постгеосинклинальных и платформенных формационных рядах.

Зачастую первичные и вторичные яшмовые силициты парагенетически связаны с геосинклинальными, квазиплатформенными, прагеосинклинальными вулканическими формациями, образующими зеленокаменные серии, включая спилит-кератофировые, порфиритоидные и порфириовидные формации. Отсюда некоторые исследователи (например, Н. С. Шатский) делали выводы о генетической связи силицитовых формаций с вулканическими (точнее с поствулканическими) процессами. Имеются данные, свидетельствующие о выносе кремнезема, железа, вместе с поствулканическими водами поступающими в океан (например, с берегов Камчатки, по данным К. К. Зеленова).

Мнение о поствулканической природе силицитовых формаций может быть справедливым только для некоторых окраинно-материковых их представителей. Однако даже здесь синхронные им магматические и постмагматические формации иногда отсутствуют (например, для раннеордовикской кокбельской силицитовой формации Срединного Тянь-Шаня, по Л. Д. Медведеву).

Для большинства силицитовых формаций более вероятны взгляды сторонников осадочного их происхождения, обязанного проявлениям осадочной дифференциации и зависящего, в частности, от климата. Последнее особенно четко устанавливается в современных и древних океанах.

Характерно выражена необратимая эволюция силицитовых формаций в истории земной коры. В докембрии и кембрии, благодаря тогдашнему составу гидро- и атмосферы, кремнекислота садилась из растворов вместе с железом, образуя джеспилиты. Позднее она как бы отрывается от последнего и осаждается в самостоятельных формациях. По-видимому, это связано с тем, что кремнекислота менее, чем железо, чувствительна к происшедшим с этого времени изменениям в режиме углекислоты и свободного кислорода. В мезозое и кайнозое, по мнению Н. М. Страхова, на первый план выступает биологическая садка кремнезема, за ис-

ключением мест, где последний в больших массах выносится пост-вулканическими процессами. Интересна большая стабильность видов радиолярий, многие из которых существуют с палеозоя.

Силицитовые формации составляют лишь около 3 % всех осадочных формаций. На их долю приходится не более 1—2 % материковых континентальных и окраинно-материковых формаций и 8 % (по площади) современных океанических.

К перерывным силицитовым формациям относятся кремневые коры выветривания — литомаржи, а к наземным — пустынные кремневые коры. Но они не играют сколько-нибудь существенной роли в разрезах осадочных формаций, поэтому не включены в классификацию и далее не рассматриваются.

Силицитовые формации приурочиваются главным образом к застойным зонам водных бассейнов — озер, лагун, морей и океанов. Здесь поставщиком кремнезема и фосфора для жизнедеятельности нуждающихся в них организмов обычно признается восходящий поток глубинных вод (апвеллинг) как прибрежный, так и предконтинентальный на дне морей и океанов.

В переносе и отложении материала океанических силицитовых формаций несомненное, возможно ведущее, значение имеют также донные течения. Поэтому на всех трех ступенях силицитовые формации отлагались в доннотечениевых поясах. Наконец на океанической ступени они накапливались вместе с осадками карбонатно-турбидных потоков, образуя карбонатно-силицит-турбидитные формации (характеризуемые в гл. 22).

Ниже дана классификация силицитовых формаций.

К л а с с и ф и к а ц и я с и л и ц и т о в ы х ф о р м а ц и й

Семейство центрально-озерных силицитовых формаций *:

озерная мелководная диатомитовая;

озерная глубоководная диатомитовая.

Семейство (внутриконтинентальных) прибрежных силицитовых формаций:

прибрежная морская песчанко-опоковая.

Семейство (внутриконтинентальных) удаленных неритовых силицитовых формаций:

удаленная неритовая пелит-опоковая;

удаленная неритовая пелит-диатомит-опоковая;

удаленная неритовая пелит-спонголит-опоковая.

Семейство предконтинентальных неритовых силицитовых формаций:

песчанко-яшмовая.

Семейство предконтинентальных батнальных силицитовых формаций:

батнальная опоковая;

батнальная диатомитовая;

* В пределах предконтинентальной ступени озера редки, и потому их отложения не выделены в общей классификации силицитовых формаций.

батиальная сланцево-яшмовая (фтанитовая);
батиальная углеродисто-силицитовая (лидитовая);
батиальная марганцовисто-железисто-силицитовая;
батиальная железисто-силицитовая (джеспилитовая).

Семейство предконтинентальных абиссальных силицитовых формаций:

абиссальная преддуговая диатомитовая.

Семейство океанических оозовых силицитовых формаций.

Подсемейство оозовых тропических силицитовых формаций:

оозовая тропическая радиоляритовая;

оозовая тропическая диатомитовая.

Подсемейство оозовых внетропических силицитовых формаций:

оозовая циркумполярная диатомитовая;

оозовая радиолярит-пелитовая.

Семейство центрально-озерных силицитовых формаций образуется в середине континентальной ступени. Приурочено к внутренним участкам центральных озер и граничит с семейством центрально-озерных терригенных формаций. Преобладает деятельность малоактивного отстойного фациального пояса. Энергия рельефа мала, поэтому тут образуются силицитовые и пелитовые иловые осадки, представленные диатомитами. Происхождение отложений формаций этого семейства часто связано с озерами, возникающими в холодных и умеренных климатических условиях.

Озерная мелководная диатомитовая формация известна в осадках многих северных озер на территории СССР, местами разрабатывается (например у г. Кингисеппа).

Озерная глубоководная диатомитовая формация выявлена на дне южной впадины рифтового озера Байкал (глубина 2000 м). Здесь крупно- и мелкоалевритовые илы содержат 40—60 % аутигенного кремнезема, главным образом в виде диатомей. Отмечены также илы, содержащие спонгии кремниевых губок.

Семейство (внутриконтинентальных) прибрежных силицитовых формаций образуется в конце континентальной ступени рельефа, частично откладывается в мелководных лагунных и, главным образом, в морских бассейнах, на периферии подводнодельтового, мелкозаливного, волноприбойного фациальных поясов (в их застойных зонах), создавая одноименные субформации. Здесь действуют малоактивные процессы. Энергия рельефа мала. Откладываются тонкие силицитовые и пелитовые осадки, иногда алевритистые, песчаные и туфогенные.

Формации этого семейства подчинены постгеосинклинальным полимиктовым шлировым и кварцпесчаным шлировым формациям.

Прибрежная морская песчанико-опокковая формация характеризуется присутствием опок, трепелов, образующих пласты, залежи, подчиненные сопутствующим песчаникам, алевrolитам, глинам, чаще всего относящимся к подводнодельтовому поясу. В платформенном палеогене Зауралья и Украины отложения формации залегают в виде линз среди подводнодельтовых кварцевых песков, зеленых и серых глин.

Сопутствующие породы изредка подвергались вторичному окремнению благодаря переотложению первичного рассеянного подвижного кремнезема. По данным И. А. Шамрая, они содержат опаловый цемент типа выполнения или же базальный, накопление которого иногда связывается с нефтяными водами или же зависит от современного рельефа и связано с эпигенетическим перемещением кремнезема в грунтовых водах. Песчаники с опаловым цементом используются как сырье при изготовлении огнеупорного кирпича — динаса.

Глауконит-опоковая разновидность описана В. И. Муравьевым (в работе 1980 г.) из меловых и палеогеновых отложений европейской части СССР. Она образует две полосы, а именно: вдоль Днепровско-Донецкой впадины и в Южном Заволжье, включая Прикаспийскую впадину. Глауконит-опоковая разновидность входит в состав пяти ритмосерий (глауконитовые пески, кремнистые глины, карбонатные осадки и диатомитовая разновидность, опоки).

Марганцеворудная разновидность приурочена к платформенной раннеолигоценовой никопольской шлировидной формации, отложенной у берегов моря на протяжении до 100 км и далее от берега сменяющейся полосой, состоящей из пелитов с конкрециями родохрозита.

Семейство (внутриконтинентальных) удаленных неритовых силицитовых формаций (удаленная опоковая формация, по Г. А. Каледы; частично формация кремнистых глин и опок) нередко имеет значительное распространение. Образуется в платформенных областях в конце континентальной ступени в связи с семейством удаленных неритовых пелитовых формаций (см. гл. 18).

Удаленная неритовая пелит-опоковая формация состоит из опок, глин и аргиллитов. В опоки объединяются темно-серые, светлеющие при выветривании, легкие уплотненные неразмокающие породы типа трепелок. Формация включает собственно опоки (до 90 % опаловых глобуль в опаловом цементе с халцедоном или кварцитом, с 5,5 % зерен кварца и полевых шпатов, 1,2 % кремниевых раковин, 1,2 % глауконита), а также трепелы, диатомитовые и спонголитовые опоки. Содержит конкреции и прослойки темно-бурого, до черного халцедонового кремня.

По мнению Г. А. Каледы, мелководные прибрежные области — отмели, банки и рифы — неблагоприятны для осаждения силицитов, так как здесь возрастает величина рН, в связи с этим увеличивается растворимость кремнезема. Удаленные яшмовые формации и в основном опоковые, диатомитовые отлагались за пределами зоны интенсивного прибрежного взмучивания морских вод, обязанного деятельности волн, и потому содержат лишь мелкозернистый (песчаный и алевроитовый) обломочный материал. Г. А. Каледы считал, что растворенный в воде кремнезем поступал с берегов водоема с тонкой терригенной мутью.

Пелит-опоковая формация приурочена к эпохам трансгрессий или же смены последних регрессиями. В ее основании нередко наблюдаются перерывы и несогласия. Она наблюдается в подводно-

дельтовом, мелкозаливном, волноприбойном поясах: например, палеогеновая формация южной части Приуралья и Зауралья (иногда сопровождается бедными олигонитовыми рудами марганца), меловые формации Восточно-Европейской платформы (позднетуронская и сантонская в северном крыле Днепровско-Донецкой впадины и в Северном Подмосковье).

Примером удаленной неритовой пелит-диатомит-опоковой формации служат отложения раннеэоценовой сузакской формации Приташкентского района (ст. Дарбаза, по данным Г. И. Тесленко).

Удаленная неритовая пелит-спонголит-опоковая формация встречается редко. В ее образовании, вероятно, участвовали течения. Встречается в палеогеновых отложениях европейской части СССР в долинах рек Днепра, Соленой, Ингульца и во Франции.

Семейство предконтинентальных неритовых силицитовых формаций — предконтинентальная неритовая песчанико-яшмовая формация (частично кремнистые отдаленные формации, по Н. С. Шатскому) образуется в начале предконтинентальной ступени в неритовом фациальном комплексе. Залегаet среди семейства неритовых предконтинентальных пелитовых формаций. Среди них не всегда удается разделить мелководные, неритовые и преобладающие глубоководные батнальные (табл. 28).

Свойственная междуядерным геосинклинальным, прагеосинклинальным и квазиplatformным рядам, песчанико-яшмовая формация образуется среди шлировых и шлировидных формаций. Отложена в подводнодельтовой, мелкозаливной, волноприбойной субформациях. Состоит из яшм, содержащих редкие остатки радиолярий, иногда спикулы губок, вместе с глинистыми сланцами, песчаниками, брекчиями, местами туфогенными породами (по данным Н. П. Хераскова), иногда сопровождается джаспероидами — вторично окремненными породами. Например, мезозойские и палеозойские силицитовые формации Индонезии (по Р. Ван Бемелену), силурийские и девонские силицитовые формации среди шлировых и туфошлировых формаций Средней Азии и Урала.

Марганцеворудная яшмовая разновидность, по данным Н. П. Хераскова, образует ряд марганцевых месторождений в зеленокаменной зоне Южного Урала.

Форсфорит-яшмовая разновидность (по А. В. Казакову) развивается в неритовых осадках в верхней части континентального склона, в зонах апвеллинга, благодаря повышенной биогенной продуктивности (см. ниже).

Семейство предконтинентальных батнальных силицитовых формаций (кремнистые отдаленные формации, по Н. С. Шатскому) образуется в конце предконтинентальной (субокеанической) ступени, в тех же оротектонических условиях, что и семейство батнальных флишoidных.

Батнальные силицитовые и карбонатные породы и формации отлагаются раздельно друг от друга, так как для осаждения карбонатных осадков в этих условиях требуется гораздо более высокая величина рН, чем для силицитовых; совместное отложение тех

Различия неритовых и предконтинентальных батинальных яшмовых формаций, подчиненных силурийской диабаз-спилитовой формации Северной Ферганы (р. Майлисай). По В. И. Попову [28]

Признаки	Неритовая песчанико-яшмовая формация	Батинальная сланцево-яшмовая формация
Породы, сопровождающие силициты	Мощные невыдержанные слои, линзы волноприбойных туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников, редко доломиты	Маломощные (до 1—2 м) выдержанные слои, горизонтально-слоистых, доннотечениевых пелитовых сланцев, реже алевроиты (мощностью по 1—2 мм)
Преобладающий наклон косякой слойчатости	От берега	Перпендикулярно к берегу
Цвет и состав силицитов	Сургучно-красные, зеленовато-серые яшмы, джаспериоды, фтаниты	Зеленовато-серые или черные яшмы и фтаниты, иногда лидиты
Геохимические фации	Окислительные (содержат гематит) и переходные	Восстановительные (изредка содержат пирит)
Мощность пачек силицитов	До 10—20 м	Несколько метров и более
Форма, характер и залегание слоев силицитов	Плоско-волнистые слои (плитки), переходящие в линзочки (по 2—5 см). Содержат волнистые и полого-куполовидные пошвенные слепки	Плоско-параллельные слои (плитки) от 2 до 10 см
Знаки ряби в силицитах	Волновые, 2,5-сантиметровые, правильные, выдержанные	Поступательные, 3—4-сантиметровые, не очень выдержанные; в мелководных разностях комбинируются с волновыми, образуя ячеистые знаки ряби
Ориентировка знаков ряби	Вдоль берега	В поступательных — поперек берега, в волновых — вдоль берега

и других здесь исключается, в отличие от абиссальных оозовых (см. гл. 22).

Семейство батинальных силицитовых формаций включает лагунные и морские силициты, переслаивающиеся с пелитовыми формациями, и связано с деятельностью удаленных от берегов донных течений. Признаки отложения их донными течениями: черепитчатое расположение плоских обломков и уплощенных радиолярий; двусторонняя перьевидная диагональная слойчатость; двояковыпуклые линзообразные поперечные их сечения; малые размеры косых серий и «очковая» их текстура; наличие подчиненных про-

слоёв песчаников и алевролитов с такими же текстурами и поступательными знаками ряби и др. Некоторые из перечисленных признаков осадков донных течений могут наблюдаться под микроскопом. Кроме того в развитии данного семейства участвуют процессы центрально-отстойного фациального пояса. В этих условиях возникают алевроитовые силицитовые и преобладающие пелитовые осадки, переслаивающиеся друг с другом, иногда проходящие в неритовую область.

Батиальные силицитовые формации резко преобладают над прибрежными, отличаясь от последних относительной чистотой состава силицитов и наибольшим разнообразием сопутствующих им пород; образуются в геосинклинальных и прагеосинклинальных поясах.

По данным Ю. Н. Сеньковского, в меловом периоде (с альба до маастрихт-датского времени), местами до палеогена и неогена, в Евразии произошло мощное накопление силицитов, сопровождаемых фосфоритами, глауконитами, битуминозными нефтепроизведенными сапропельсодержащими осадками. Эти процессы охватили не только полосу шириной 300—1000 км в эпиконтинентальных морях Сибири, Восточной и Западной Европы, но и прилежащие участки Альп и Карпат в Средиземноморском геосинклинальном поясе. К этому же типу, по-видимому, относится геосинклинальная раннемиоценовая формация Кальверт (восточные штаты США) и др.

По данным В. И. Муравьева, строгой синхронности накопления силицитов на платформе (поздний мел — эоцен) и в прилегающем Средиземноморском геосинклинальном поясе, где они получают максимальное развитие в олигоцене и миоцене, не отмечается.

Батиальная опоковая формация представлена геосинклинальными опоками, трепелами и диатомитами, которые в отличие от одноименных платформенных, относящихся к силицит-пелитовой формации, обладают большей чистотой.

Батиальная диатомитовая формация типична для осадков холодных батиальных морей, но встречается и в умеренно теплых (неогеновые отложения Тихоокеанского кольца).

Для нее характерны геосинклинальные диатомитовые илы с примесью глины и алевроита, образующиеся в связи с апвеллингами, в частности, в современных осадках на дне глубоководного Калифорнийского залива. Эти осадки широко распространены среди геосинклинальных неогеновых формаций северной части Тихоокеанского кольца (от Японских островов, Сахалина и Камчатки до Аляски и Калифорнии).

К батиальной сланцево-яшмовой (фтанитовая*) формации (рис. 100) относятся радиоляриты Альп (по А. Гейму), яшмовая, яшмо-фтанитовая частично кремнисто-вулканогенная и отдаленная кремнистая формации (по Н. С. Шатскому).

* Фтаниты — яшмы, обогащенные пелитовыми частицами, постепенно переходящие в глинистые сланцы.

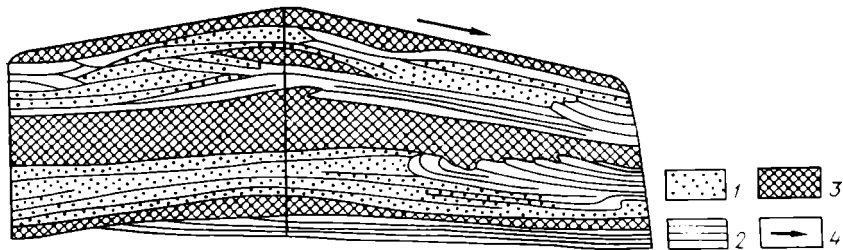


Рис. 100. Блок-диаграмма квазиplatformенных батинальных (доннотечениевых) сланцево-яшмовой и углеродисто-силицитовой формаций. Кембрий, Южный Тянь-Шань, р. Арглы. По В. И. Попову:

1 — белый силицит; 2 — тонкая перемежаемость белого и черного силицита; 3 — черный углеродистый силицит; 4 — направление донных течений (односторонняя косая слойчатость в продольном разрезе, волнисто-линзовидная в поперечном)

Некоторые зарубежные исследователи справедливо считают, что значительная часть кремнистых осадков может иметь относительно глубоководное происхождение. Это подтверждается их накоплением на склонах предконтинентальных поднятий, в межкордильерных прогибах (Альпы, Кавказ, Южный Тянь-Шань) совместно с маломощными некомпенсирующими батинальными флишoidalными формациями (см. гл. 19). Энергия рельефа здесь мала, поэтому силицитовые породы подчинены преобладающим удаленным доннотечениевым пелитовым осадкам.

Характерные отличия таких формаций от прибрежных яшмовых приведены в табл. 28.

По данным Н. С. Шатского, сланцево-яшмовая формация сланцается желтоватыми и серыми кремнистыми, глинистыми и углесто-глинистыми сланцами и делится на яшмо-фтанитовую и яшмовую формации (точнее, разновидности, — *авт.*).

По мнению Н. С. Шатского, по сравнению с яшмовой в кремнисто-сланцевой яшмо-фтанитовой формации наблюдается уменьшение кремнистости при довольно резком увеличении терригенных компонентов. Кремнистые породы здесь менее чистые, имеют серый или буровато-серый до черного цвет. Здесь же встречаются и яшмы, но в виде подчиненных линз и прослоев. Подчиненными членами кремнисто-сланцевой формации являются также линзовидные слои известняков, туфов, граувакк. Она иногда ассоциируется с диабазовыми, спилит-кератофировыми формациями. Геосинклинальный подвид: турнейско-визейская кремнисто-сланцевая формация (по Н. С. Шатскому) в Магнитогорско-Орской полосе Урала; юрские формации Большого Кавказа (аннанурский горизонт и др.); некоторые силициты Альп; силициты верхнего силура Вуадильской межкордильерной подзоны в Южном Тянь-Шане; островодужный подвид (Япония); квазиplatformенный подвид — кембрийские образования Южного Тянь-Шаня (см. рис. 100).

Яшмовая разновидность представлена слоистыми разноцветными яшмами, сложенными криптокристаллическим и микрокристал-

лическим халцедоном, реже кварцином или образующимся из них криптокристаллическим и микрокристаллическим кварцем, с обильными остатками радиолярий, примесью рассеянных гидрокислов железа (красные яшмы) или глинистых, пепловых и хлоритовых частиц (в серых породах), небольшого количества черных углеродистых частиц, карбонатов (кальцит, доломит, сидерит) и алевроитовых обломочных зерен. Мощность яшм от нескольких десятков до многих сотен метров. Они слагают участки, замещаемые в пределах вершин хребтов мощными мелководными карбонатными формациями и, с другой стороны, — пелитовыми и диабаз-спилит-кератофировыми, часто располагаясь в разрезе между теми и другими.

Яшмовая субформация иногда образует пачки мощностью до 30 м, ритмически переслоенные углеродисто-силицитовой формацией, возникающей при наступлении восстановительных условий. Характерна для верхнего палеозоя западных окраин Северной Америки, среднего палеозоя Урала, Северо-Восточного Казахстана, Тянь-Шаня, Норвегии, Великобритании и др., мезозоя Северной Америки (Калифорния), Японии, Западной Европы (Альпы), Индонезии.

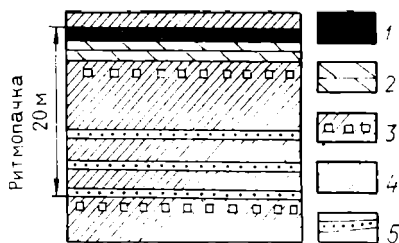
Новакулитовая разновидность известна в силуре Южного Тянь-Шаня и др. Новакулиты — тонкозернистые кремнистые сланцы, отличающиеся от других яшм наличием микрокристалликов кварца. Это придает новакулиту высокую абразивную способность и большую промышленную ценность для металлообрабатывающей промышленности.

Марганцеворудная разновидность содержит выделения марганцевых минералов, которые при метаморфизме вместе с кремнеземом образуют родонит. Иногда она тонко перемежается с кремнистыми туффитами, в которых метакolloидный халцедон и кварц в меньшем или большем количестве содержит тонкорассеянный вулканический пепел и где отсутствуют радиолярии. Приурочена к триасовым отложениям п-ова Малакка; нижнему карбону Гуэльвы (Испания); этренским слоям Центрального Казахстана и др.

Батимальная углеродисто-силицитовая (лидитовая) формация (рис. 101) образуется в отдалении от берега, в глубоких застойных и периферийных участках доннотеченного пояса и в центрально-отстойном поясе. Отлагалась во впадинах дна лагун и окраинных морей геосинклинального, квазиплатформенного и прагеосинклинального типов. Связана переходами с яшмовой и яшмофтанитовой субформациями. Характеризуется существенным участием углеродисто-силицитовых пород (лидитов), которые постепенно сменяются ритмически переслаивающими их пелитовыми углеродистыми сланцами. Силициты часто содержат минералы глинистых сланцев и углеродистые соединения; последние придают им темно-серую окраску или даже черную, что свидетельствует о восстановительных условиях отложения. Лидитовая формация содержит фтаниты, поэтому она через субсилициты переходит в слабокремнистые и затем обычные пелитовые сланцы.

Рис. 101. Квазиплатформенные батиальные формации. Кембрий, Южный Тянь-Шань, р. Арглы. По В. И. Попову.

Углеродисто-силицитовая формация (доннотечениевые осадки), застойная зона: 1 — углеродистый сланец, 2 — слойчатые белые и черные (углеродистые) силициты. Аспидная (черносланцевая) формация: 3 — черный фyllит с пиритом; умеренно подвижная зона: 4 — черный фyllит; подвижная зона: 5 — алевролит



А. С. Уклонский считал силицит-углеродистые сланцы продуктами метаморфизации ранее существовавших битуминозных сланцев. В зависимости от степени метаморфизма, углерод в этих формациях встречается в виде жидкой нефти и битумов (в силуре в долине р. Зеравшан), высококарбонатизированных углеродистых соединений, напоминающих углистые частицы, а также графитита (в рифее гор Кульджуктау в Кызылкумах). Встречаются углеродистые прожилки, образование которых легче всего объяснить прежним наличием здесь жидких битумов.

В рудоносной углеродисто-силицитовой субформации вследствие господства восстановительных условий нередко накапливались цветные, рассеянные и редкие металлы, включая медь, свинец, цинк, никель, барий, хром, титан, ванадий, мышьяк, марганец и др. Следует учитывать возможности комплексной переработки таких руд с целью извлечения всего спектра рудных элементов.

Сюда относятся многие силицитсодержащие «черносланцевые» формации: геосинклинальная межкордильерная лландоверийская в Южной Фергане и в хр. Мальгузар, в Зеравшанской зоне, в Нуратау (осадки приносились течениями с запада); квазиплатформенная среднекембрийская формация Северного Тянь-Шаня — хр. Джебаглытау, хр. Каратау.

Фосфоритоносная разновидность представляет разновидность углеродисто-силицитовой формации и обычно тесно с ней связана. Образует крупные залежи пластовых фосфоритов, ванадиевых руд с конкрециями фосфоритов, молибденом, хромом, следами меди и др.

В хр. Каратау пластовые фосфориты залегают между квазиплатформенными среднекембрийскими формациями — силицитовой и карбонатной, достигают мощности 15 м и прослеживаются на 150 км. Они разрабатываются на месторождении Чулактау и др. В США формация Фосфория кроме фосфоритов содержит небольшие концентрации урана.

Батиальная марганцовисто-железисто-силицитовая формация (кремнисто-марганцевая субформация, по Л. Б. Рухину [35]; частично удаленная кремнистая формация, по Н. С. Шатскому) образовалась в окислительных условиях.

В конце нижнего палеозоя, по данным Н. М. Страхова, в связи с начавшимся осолонением моря, она замещает широко распространенную ранее пресноводную железисто-силицитовую формацию,

а позднее, с девона, замещается оолитовой железорудной субформацией.

По составу описываемая формация близка к удаленной яшмо-фтанитовой, отличаясь от нее появлением марганцеворудных и железорудных пород.

Батиальная железисто-силицитовая формация (джеспилитовая железисто-кремнистая формация, выделенная американскими геологами; джеспилиты, по Н. С. Шатскому; железисто-кварцитовая формация, по Н. М. Свительскому; кремнисто-железистая формация, по Л. Б. Рухину [35]) залегает мощными толщами среди докембрийских и кембрийских пелитовых комплексов, встречаясь почти во всех районах их распространения и на значительных площадях (рис. 102). По аналогии с близкой к ней марганцовисто-железисто-силицитовой формацией отнесена к семейству батиальных силицитовых формаций, хотя существование глубоководных морей во время отложения джеспилитов требует доказательств.

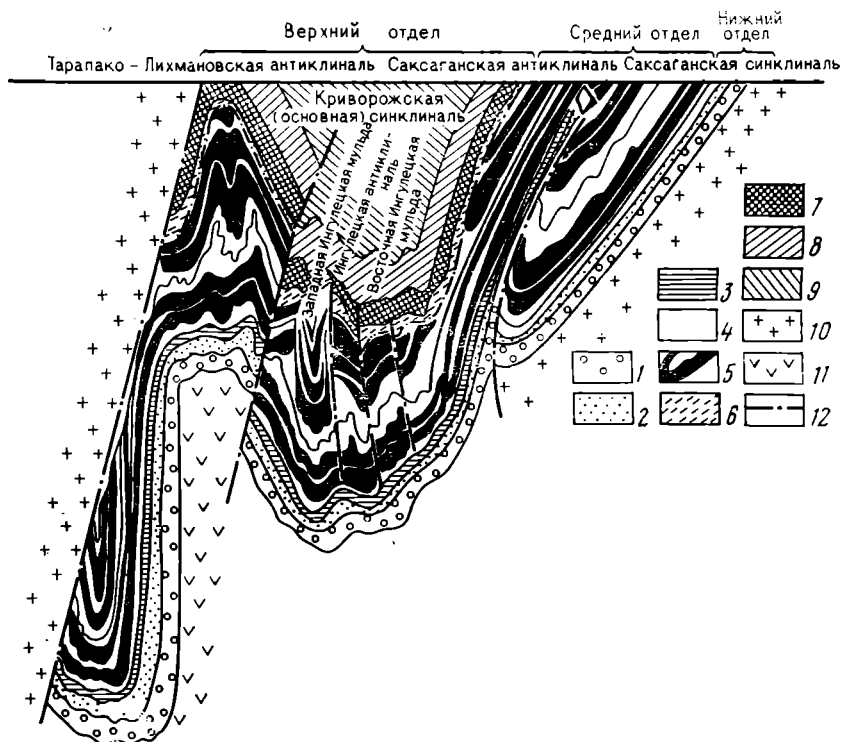


Рис. 102. Геолого-структурная схема формаций в Кривом Роге. По Я. Н. Белевцеву.

Протерозой, шпировая формация: 1 — аркозы, 2 — филлиты, 3 — тальковые сланцы. Железисто-силицитовая формация: 4 — сланцы, 5 — железорудные горизонты. Флишиодная формация: 6 — роговиково-песчаный горизонт, 7 — кварц-серпентитовые сланцы, 8 — углито-графитовые сланцы, 9 — слюдясто-биотитовые сланцы. Архей: 10 — граниты, 11 — амфиболиты; 12 — тектонические нарушения

По данным Л. В. Пустовалова и Н. М. Страхова, эта формация представлена осадками древнейших пресноводных, мелководных морей. Она исчезает среди осадков более поздних морей вследствие осолонения последних; встречается в ордовике в виде маломощных пачек (12—15 м) вместе с замещающей ее в это время марганцовисто-железисто-силицитовой формацией. Представляет тонкое ленточное переслаивание миллиметровых прослоев метакolloидного кремнезема, превратившегося в кварц, и руд железа (гематит, реже магнетит), иногда сохраняющих оолитовое строение, с примесью грюнерита, серицита и других метаморфических минералов. Нередко переслаивается с амфиболитами, представляющими метаморфизованные основные лавы; сопровождается и накрывается карбонатными породами, в составе которых существенное значение играют доломиты и магнезиты.

С джеспилитовыми формациями связана большая часть мировых запасов железных руд: в СССР — Кривой Рог, Курск, Карелия, Южная Якутия; в Индии, Китае (хр. Большой Хинган), Южной Африке, Северной Америке (оз. Верхнее) и др.

Семейство предконтинентальных абиссальных силицитовых формаций. Абиссальная преддуговая диатомитовая формация откладывалась в связи с прогибами, сопряженными с островодуговыми поясами, окаймляющими междуядерные зоны как с внутренней стороны, обращенной к континенту, так и с внешней, обращенной к океану, причем, отлагалась она на разных глубинах: от мелководья и до глубоководных желобов. Переходит в яшмово-сланцевую, например, миоценовая пиленгская сланцево-яшмовая формация в пределах Восточного Сахалина сложена опоковидными силицитами, халцедонитами, кремнистыми аргиллитами, реже туфами и обломочными породами. Среднее содержание биогенной свободной кремнекислоты (диатомей) 60 %. Наблюдается повышенное содержание $C_{орг}$ в виде нефти и газа.

Семейство океанических оозовых силицитовых формаций имеет значительное распространение в океанических провинциях (рис. 103). Образуется на периферии океанической ступени, в абиссальном пелагическом равнинном комплексе. Энергия рельефа мала. Слагается осадками малоактивного центрально-отстойного пояса, преобладают пелагические силицитовые (радиоляриевые, диатомитовые), пелитоморфные и пелитовые иловые осадки, накапливающиеся в глубоких участках океанических котловин.

По данным О. К. Леонтьева, оозовые силицитовые формации слагают в океанических провинциях около 34 млн. км² (8,5 %). По П. Л. Безрукову и И. О. Мурдмаа [2], глубже 4,5 км перемежается с красной глубоководной глиной, а на меньших глубинах — с оозовыми карбонатными формациями.

По данным Ю. А. Богданова, Е. Г. Гурвича и А. П. Лисицына, аморфный кремнезем является одним из основных компонентов океанических осадков, в которых он накапливается в количестве от сотых долей до целых процентов. Кремнезем в поверхностных горизонтах вод океана извлекается диатомеями, радиоляриями, от-

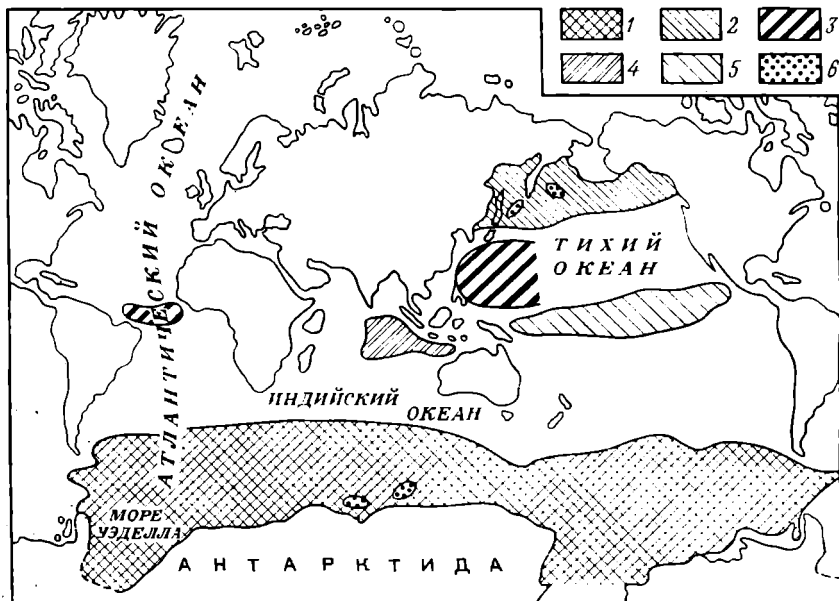


Рис. 103. Типы современных кремнистых осадков Тихого океана:

1 — диатомовые кремнеосаждения южного пояса; 2 — диатомовые кремнеосаждения северного пояса; 3 — экваториальные диатомовые (этомодискусовые); 4 — диатомово-радиоляриевые; 5 — радиоляриевые; 6 — кремневогубковые

части силикофлагеллятами и кремниевыми губками и идет на образование опаловых скелетных частей. Последние, погружаясь, частично растворяются, частично накапливаются одновременно с *Сорг.*

В океанах максимумы накопления силицитов чаще всего (кроме экваториальной зоны) приходятся на поздний мел и особенно на середину палеогена, на неогеновый и четвертичный периоды, что связывается с периодами общего похолодания на Земном шаре.

Подсемейство оозовых тропических силицитовых формаций представлено радиоляритовой и диатомитовой формациями.

Оозовая тропическая радиоляритовая формация (см. рис. 103) известна в современных тропических океанических глубоководных осадках (на глубинах до 7 км), где тесно связана * с красной глубоководной глиной; распространена в экваториальном климатическом поясе, слагая здесь около 6 млн. км². Ее мощность (вместе с переслаивающей ее красной глубоководной глиной) в Тихом океане составляет 400—600 м. Ширина экваториального радиоляритового пояса здесь 1500—1800 км [41].

По данным Ю. А. Богданова, М. А. Левитана, А. П. Лисицына, радиоляритовая оозовая формация, перемежаясь с диатомитовой,

* Радиоляриевым оозом называется разновидность красной глубоководной глины, в которой содержание раковин радиолярий (размером 0,25—0,05 мм) возрастает до 20—30 %.

прослеживается в экваториальной полосе в разрезе всего кайнозоя. В неогене она сопровождается апвеллинги.

Ископаемым примером этой формации являются установленные в конце прошлого века Харрисоном палеоген-неогеновые отложения о-ва Барбадос [21]. Они подстилаются сильно смятыми отложениями мощной прагеосинклинальной палеогеновой удаленной флишиодной формацией, представлены маломощными мелоподобными белыми, желтыми, розовыми радиоляритами. Их перекрывают глубоководные фораминиферовые оозы.

Прослои радиоляриевых и спонгиевых силицитов встречаются в пермо-триасовых абиссальных карбонатно-силицит-турбидитных формациях Южного Памира (см. гл. 22).

Оозовая тропическая диатомитовая формация наблюдается в экваториальном поясе высокой биологической продуктивности, точнее в отдельных впадинах. Здесь происходит возрастание общей мощности диатомито-силицитовых осадков — в несколько раз по сравнению со смежными аридными поясами. Это объясняется массовым накоплением скорлупок диатомей (этмодискус и др.).

Подсемейство оозовых внутротропических силицитовых формаций представлено циркумполярной диатомитовой и радиолярит-пелитовой разновидностями.

Оозовая циркумполярная диатомитовая формация хорошо известна в современных циркумполярных областях океанических провинций, где составляет 40—96 % их осадков и составляет около 28 млн. км². Образуется на глубинах до 6 км, преимущественно вокруг Антарктиды и в северных частях Тихого океана, отлагаясь на окраинах площадей, характеризующихся распространением современной айсберговой формации. Диатомеи способны разлагать ледниковую мусть, принесенную водами, извлекая из нее кремнезем.

Содержание диатомей обычно 70—80 % и поэтому окраска диатомита светлая (белая, желтоватая). Однако в северной части Тихого океана — их только 30—35 %, диатомовый ил здесь, вследствие окисления, приобретает коричневый цвет; имеется небольшое число спикул кремниевых губок, остатков радиолярий и др.

Южный циркумполярный пояс диатомитовых кремненакоплений (аморфный кремнезем 30 % и более) окружает Антарктиду. Его протяженность около 4 тыс. км, ширина от 300 до 1500 км, местами более. Циркумполярная диатомитовая формация граничит здесь со слабо кремнистыми айсберговыми формациями (аморфной кремниескислоты меньше 10 %).

Северный циркумполярный пояс диатомитовых кремненакоплений связан с полосой, проходящей от Японских островов и Камчатки к побережью Северной Америки (о. Ванкувер). Содержание аморфного кремнезема 18—30 % [41].

Южная и северная циркумполярные диатомитовые оозовые формации, по данным Ю. А. Богданова и др., исчезают в более древних горизонтах разрезов океанических формаций, вследствие того, что климат в начале кайнозоя и в мелу был теплее.

Дат-эоценовая радиолярит-пелитовая турбидитная формация, по И. О. Мурдмаа [20], распространена в Северо-Атлантической котловине в пределах современных глубин свыше 5 км (в полосе шириной до 1000—2000 км). Ее отложения представлены ритмично-слоистыми кремнистыми (радиоляриевыми) глинами и аргиллитами, внизу светло-серыми, выше темными оливково-серыми до черных (в верхах формации). Образованию каждой ритмосерии предшествует резкий контакт со следами размыва. В ритмосериях чередуются (обозначения и названия ритмических элементов в интерпретации авторов; в скобках — по первоисточнику):

Ia ЭР (α) — турбидитный градиционно-слоистый пелоалевритовый слой, состав которого изменяется до алевропесчаного (4—12 см);

Iб (β) — флюксотурбидитный (?) — тонкослойчатый известковистый, обычно алевропелитовый слой, где роль алевритовых зерен выполняют, главным образом, раковинки радиолярий, иногда зернышки кварца (2—14 см). Постепенно переходит в вышележащий слой;

IIa (γ) — грязеводный флюксотурбидитный (?), частично; IIб — гемипелагический слой по внешнему виду однородный, фактически микроградиционно-слоистый (по Маккейву) светло-серый известковистый алевропелитовый или пелитовый слой (18—60 см), иногда по степени обогащенности «алевритовыми» раковинками радиолярий приближается к радиоляритам. Мода внизу 30—10 мкм, вверху 4—3 мкм. Очень нерезкий контакт с вышележащим слоем;

IIв (δ+ε) — гемипелагический придонно-диагенезированный, обильно пронизанный ходами илоедов, пелит или алевропелит (5—15 см), внизу — светло-серый (содержащий наннопланктон, раковинки фораминифер), вверху — темно-серый, пятнисто-полосчатый (бескарбонатный).

В глинах встречаются микрослойчатые разности (толщина слоев — доли миллиметра), выраженные послойным обогащением глинистым веществом и параллельной ориентировкой растительного детрита и зерен пирита. Общая мощность каждой микроритмосерии от 10 до 200 см, чаще всего 30—40 см. Степень известковистости варьирует в разных пачках, в общем указывая на отложение формации несколько выше критической глубины карбонатакопления.

Широко распространены проявления диагенетической миграции кремнезема и связанное с ней местное окремнение отдельных слоев.

Глава 22

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ

Карбонатные формации (хемогенные, биогенные и эксгальационно-осадочные) составляют 10—15 % осадочных формаций континен-

тальной и предконтинентальной ступеней и около 40 % океанической и представляют второй по своей распространенности ряд осадочных формаций после алюмосиликатных. Они чередуются с последними в крупных ритмах осадкообразования и вместе с ними подчиняются динамическим фациальным процессам, наряду с химическими и биохимическими.

В состав карбонатных формаций входят весьма разнообразные хемогенные и биогенные известняки, доломиты (редко магнезиты), мергели. При начальной метаморфизации известняки, доломиты и магнезиты перекристаллизовываются в скрытокристаллические мраморизованные разности, мергели переходят в карбонатные сланцы.

Материал карбонатных формаций образован частично из продуктов коры выветривания (окислы кальция и магния с терригенными примесями), частично связан с атмосферой (углекислота) и через последнюю — с поствулканическими газообразными выбросами.

Содержание доломита в карбонатных формациях достигает максимума в палеозое, после чего его доля в них снижается, большее значение, по данным А. Б. Ронова, приобретают кальциевые разности. Преобладающая роль в отложении последних переходит от химических процессов их осаждения к биохимическим. В разные геологические периоды изменялся видовой состав преобладающих органических форм, осаждавших известь [21].

В карбонатных формациях преобладают первичные известняки, но имеются и эпигенетические, произошедшие из доломитов (палеоценовые бухарские известняки Южнотаджикской депрессии, по данным В. Б. Татарского).

Допускается возможность образования первичных пелитоморфных доломитов в качестве продуктов диагенетической доломитизации морских донных известняковых илов — в протерозое на Урале и в других регионах и в палеозое (например, фаменские, выдержанные на сотни километров в Западно-Уральской междудерной геосинклинальной зоне при мощности в 400—500 м). Их слагают очень однообразные коричневато-серые толстослоистые среднекристаллические доломиты, причем в них отсутствуют какие-либо признаки замещения ими известняков; фауна редкая, однообразная в видовом отношении (брахиоподы, гастроподы, пелециподы, ругозы и строматопоры) и сконцентрирована в большом количестве в отдельных прослоях.

Доломиты в палеозое еще отлагались в морях, а с позднего палеозоя, в мезозое и палеогене, главным образом в лагунах, иногда вместе с гипсом (например, пермские доломиты Предуралья и Поволжья).

Эпигенетические доломиты, по данным Г. И. Теодоровича, имеют зернистую структуру, залегают в виде неправильных линз и гнезд среди известняков. Вследствие повышенной кавернозности они нередко являются хорошими коллекторами для нефти, воды

и газов. По мнению В. Б. Татарского, связь нефти с доломитами вторичная.

По Р. Дэли и Н. М. Страхову, только в докембрии отлагались первичные магнезитовые формации (хр. Большой Хинган, Гималаи).

Только в глубоководных формациях силициты образуют сингенетические прослои среди абиссальных кокколито-фораминиферовых карбонатно-турбидитных формаций срединно-океанических хребтов, отлагавшихся на глубинах около 3,0—3,5 км, и в их ископаемых аналогах. Но в мелководных формациях кремнезем и карбонаты обычно отлагаются в разных зонах (см. гл. 21).

Некоторые карбонатные породы, в том числе глубоководные и мелководные, содержат довольно выдержанные вторичные окремненные горизонты, состоящие из халцедона или кварца и ограниченные в своем распространении определенными пластами. Это дает основание предполагать их сингенетично-эпигенетическое образование. Более детальное изучение таких пород указывает на наличие отвечающих от пластов силицитов жилков и других признаков сингенетично-эпигенетического окремнения.

В мелководных карбонатных формациях эпигенетическая миграция кремнезема могла проходить при участии щелочных нефтяных вод [21] (например, в мелу Кавказа, в среднем карбоне Южного Тянь-Шаня). Иногда при этом кремнезем выносился в процессе выветривания из горизонтов перерывных сиаллитных и аллитных пород, способствуя их дальнейшей аллитизации («добоксичиванию»).

Отложение бокситов в карбонатных формациях чаще всего связано с перерывами в их разрезе, когда они подвергались растворению. При этом в карстовых пустотах и по соседству с ними накапливался нерастворимый остаток («терра rossa»), обогащенный гидратами глинозема, полутораокисного железа и др. Это отмечалось в мощных междуядерных геосинклинальных карбонатных формациях Югославии, Венгрии, СССР (Урал, Тянь-Шань), а также в маломощных платформенных (Подмосковье). Известны крупные месторождения марганца в рифогенных известняках (Мазульское родохрозитовое в Сибири).

Некоторые карбонатные формации содержат крупные промышленные сингенетично-эпигенетические стратиформные месторождения свинца и цинка, фосфоритов, нефти и газа, иногда озокерита и др.

С подземными водами в аридных терригенных отложениях связано образование прослоев сингенетично-эпигенетических карбонатных пород — канкар, а также каличе или калькретов. Последние состоят из карбонатов, хлоридов, сульфатов, глинистых частиц, цементируют конгломераты или брекчии. В Западной Австралии такие породы имеют плейстоцен-голоценовый возраст, залегают прерывистыми участками в долинах, врезанных в слабо расчлененное неогеновое плато. К ним приурочено крупное урановое место-

рождение Йиллири (содержание U_3O_8 до 3 %, в среднем 0,15 %, запасы 45 тыс. т).

За исключением подобных редко встречающихся наземных отложений карбонатные формации представляют отложения различных, длительно существующих водоемов: центрально-озерных, лагунных и, главным образом, морских и океанических.

В фациальном отношении среди карбонатных формаций выделяются: прибрежные, преимущественно волноприбойные, редко мелкозаливные, широко распространены удаленные, преимущественно донно-течениевые, а также отлагавшиеся мутьевыми потоками, и наконец, центрально-отстойные или пелагические.

Большинство карбонатных формаций, вскрытых денудацией на континентах, ранее считались мелководными. Но в последнее время устанавливаются также глубоководные батимальные и абиссальные донно-течениевые, центрально-отстойные пелагические (оозовые) и карбонатно-турбидитные.

Разбираемые ниже наиболее распространенные карбонатные формации по своему генезису разделяются на восемь семейств.

Понимание выделяющихся в них отдельных типов карбонатных формаций и субформаций в большинстве случаев ясно из их названий. Поэтому ниже при их описании значительно сокращены или совсем опущены характеристики большинства отдельных типов.

Классификация карбонатных формаций

Семейство центрально-озерных карбонатных формаций:
озерная пелитоморфная карбонатная.

Семейство (внутриконтинентальных) прибрежных карбонатных формаций.

Подсемейство (внутриконтинентальных) прибрежных лагунных карбонатных формаций:

прибрежная лагунная слоистая карбонатная;

прибрежная лагунная рифогенная.

Подсемейство (внутриконтинентальных) прибрежных морских и отдаленных отмельных карбонатных формаций:

прибрежная морская слоистая карбонатная;

прибрежная морская рифогенная карбонатная.

Семейство (внутриконтинентальных) удаленных неритовых карбонатных формаций:

удаленная неритовая морская слоистая карбонатная;

удаленная неритовая морская мергельная (карбонатно-сланцевая);

удаленная неритовая морская рифогенная.

Семейство предконтинентальных неритовых карбонатных формаций:

предконтинентальная неритовая морская слоистая карбонатная;

предконтинентальная неритовая морская рифогенная карбонатная.

Семейство предконтинентальных батальных карбонатных формаций:

- батальная лагунная предкордильерная мергельная (карбонатно-сланцевая);
- батальная морская слоистая карбонатная (ленточная);
- батальная морская карбонатно-сланцевая;
- батальная морская мергельно-флишевая;
- батальная морская карбонатно-флишевая.

Семейство предконтинентальных абиссальных карбонатных формаций:

- предконтинентальная абиссальная карбонатно-силицит-турбидитная;
- предконтинентальная абиссальная оозовая карбонатная;
- желобовая абиссальная оозовая карбонатно-турбидитная *.

Семейство океанических атолловых рифогенных карбонатных формаций:

- атолловая рифогенная.

Семейство океанических оозовых карбонатных формаций.

Подсемейство непереотложенных оозовых карбонатных формаций:

- непереотложенная оозовая карбонатная.
- непереотложенная оозовая силицит-карбонатная.

Подсемейство переотложенных оозовых карбонатно-турбидитных формаций:

- оозовая карбонатно-турбидитная;
- оозовая карбонатно-силицит-турбидитная.

Семейство центрально-озерных карбонатных формаций образуется в длительно существующих крупных центральных озерах, расположенных на континентальной ступени рельефа (см. гл. 18), в условиях малоактивного центрально-отстойного фациального пояса, в котором при минимальной энергии рельефа осаждались карбонатные и пелитовые илы. Поэтому озерные карбонатные формации обычно окружены пелитовыми озерными, а также образуют подчиненные последним маломощные слои или пачки (мощность — дециметры, метры, редко первые десятки метров). Эти формации представлены глинистыми известняками, мергелями, содержащими остатки харовых водорослей, остракод, рассеянные раковины некоторых видов пелеципод и гастропод, иногда образующие скопления. Изредка встречаются остатки наземных растений, принесенных водными потоками, но они редко концентрируются в отдельных углубленных прослоях (до 5 см).

Отложения (центрально-) озерных карбонатных формаций мало распространены. Они встречаются главным образом в послегео-

* Карбонатно-турбидитными формациями авторы, по аналогии с терригенно-турбидитными, называют абиссальные карбонатные формации, отложенные преимущественно турбидитными потоками. В них преобладают карбонатные частицы, в отличие от обычных предконтинентальных терригенных турбидных потоков, сложенных преимущественно алюмосиликатными частицами терригенного происхождения.

синклинальных формационных рядах, расчленяясь на горообразовательный и равнинообразовательный комплексы; откладываются преимущественно из растворов в теплом и сухом климате.

Озерная пелитоморфная карбонатная формация занимает значительные площади дна Аральского моря-озера, сложена пелитоморфными известняками и мергелями.

В миоцене — раннем плиоцене Западной Ферганы к этой формации относятся много маломощных пластов, залегающих среди озерных или болотных глин и вытягивающихся на сотни метров или километры; содержат до 0,5 % керогена. Иногда в этих пластах встречаются рассеянные зерна пирита и халькопирита. Из последнего медь переоткадывалась подземными водами в русловые песчаники Наукатского рудопроявления. Известна в татарском ярусе, протянувшемся в Среднем Поволжье на десятки и сотни километров. Некоторые исследователи полагают, что рифейская джетымтооская карбонатно-сланцевая формация (Срединный Тянь-Шань), содержащая крупные залежи железных руд, образовалась в пресноводном бассейне, так как до фанерозоя не существовали соленоводные.

Озерная «бумажно-известковая» разновидность состоит из слоистых мергелей с прослоями (0,3—1 м) известняков, часто характеризующихся сезонной горизонтальной микрослойчатостью; иногда содержит прекрасно сохранившиеся отпечатки рыб, насекомых. В Тянь-Шане отлагалась в поздней юре, при смене гумидных климатических условий на аридные, в заповеднике Галкино в Северном Каратау; в Забайкалье и Монголии — юрские и раннемеловые эстерневые формации.

Семейство (внутриконтинентальных) прибрежных карбонатных формаций образовано в лагунах и морях в нижней половине континентальной ступени рельефа, в прибрежном подводном фациальном комплексе, в активных фациальных поясах — волноприбойном, рифогенном (в это семейство не включаются отдельные прослои и линзы известняков и доломитов, подчиненные перитовым терригенным шлировым и шлировидным формациям). Сложено разнообразными обломочными, пелитоморфными, слоистыми или массивными карбонатными породами.

Преобладающая их часть относится к волноприбойному поясу; содержит обломки раковин, пелит, песок, реже гравий, гальку; характерны перекрестная косая слойчатость с мелколинзовидными косыми сериями, преимущественно наклоненными от берега, с ориентированными по ней обломками раковин, и обильные симметричные 2,5—5—10-сантиметровые волновые знаки ряби, сколиты (образуются в приливо-отливной зоне) и др. Сопряжена со шлировой или шлировидной формациями. Иногда содержит оолиты (плаформенная среднеэоценовая алайская в Северной Фергане). Реже встречается мелкозаливная субформация. В ней карбонатные отложения характеризуются пелитоморфностью (литографский камень) или же тонкой горизонтальной слойчатостью. Местами в них вклиниваются пачки подводнодельтовых кварцевых пес-

ков и алевролитов (например, в верхней юре Байсуна и на юго-западе Гиссарского хребта). Иногда карбонатные породы содержат залежи бокситов, железных руд, полиметаллов, нефти и газа и др., а также используются в качестве строительных материалов, для обжига на известь. Обычно, за исключением рифовых известняков, не содержат сырья, пригодного для изготовления портландцемента.

Прибрежные лагунные карбонатные формации имеют меньшее распространение, чем морские. Их отложения образуются в бассейнах, отшнуровавшихся от открытого моря, в которых поэтому, по сравнению с морем, изменился водный режим (в сторону опреснения или осолонения) или же также газовый. Лагуны характеризуются обедненным составом фауны и флоры. Однако во время трансгрессий, когда усиливалась связь лагун с открытым морем, в них могла появляться фауна, близкая к нормальной морской. Это, в первую очередь, относится к осадкам мелководья, где чаще всего возникают карбонатные формации. Поэтому лагунные карбонатные осадки по составу фауны нередко близки к морским и часто узнаются по их закономерной пространственной сопряженности с лагунными пелитовыми формациями, обычно более глубоководными и потому несущими более ярко выраженные признаки лагунного происхождения.

Прибрежная лагунная слоистая карбонатная формация (известняковая, доломитовая, карбонатно-кремнистая, углеродисто-доломитовая) встречается редко.

Платформенный подвид этой формации наблюдается на участках, расположенных ближе к центру континента, откладывались плотные хемогенные известняки, с пачками лагунной доломит-гипсовой формации. Например, среднеэоценовая алайская и туркестанская (известняковая нефтегазоносная) в Фергане, палеоэоценовая бухарская (доломитовая) в Ферганской, Зеравшанской депрессиях, пермская предуральская доломитовая.

Постгеосинклинальный подвид представлен альбской ляканской (доломитовой) формацией (Фергана).

Прибрежная лагунная рифогенная формация мало распространена (меотическая у Керчи — небольшие мшанковые биогермы).

Внутриконтинентальные прибрежные морские карбонатные формации отлагаются на шельфе открытых морей на глубинах от 0 до 200, редко до 400 м, располагаясь вдоль берегов моря.

Прибрежная морская слоистая карбонатная формация содержит многочисленные и разнообразные остатки морских организмов — различные раковины, скелеты прирастающих форм, членики стеблей крипоидей и т. п. У самого берега раковины наиболее крупные, как правило, разобщенные, ориентированные выпуклой стороной вверх, часто разломанные и окатанные, встречаются следы камнеточцев, сколиты и даже трещины усыхания (некоторые приташкентские разрезы фамена и др.).

В породах содержится примесь терригенного материала, по размеру доходящего до гальки, иногда значительная, характерна

разносторонняя косая слойчатость, по падению которой ориентированы различные удлиненные включения, волновые знаки ряби (2,5—5—10-сантиметровые). Нередки оолитовые и комковатые разности карбонатных пород, обильны детритовые, шламовые и водорослевые разности (особенно в зоне литорали). Встречаются прослои брекчий взламывания (палеоген Тянь-Шаня), известняковых конгломератов и т. п. Для прибойно-иловой зоны характерны более мелкокристаллические, часто пелитоморфные породы, для условно-застойной — темные, до черных, богатые органическим веществом, часто с включениями пирита.

Разнообразие строения этой довольно распространенной формации отражают многочисленные возможные ее разновидности: известняковая, доломитовая, прибрежная эоловая (дюны), гравийно-песчанистая, органогенно-детритовая (органогенно-обломочная), ракушниковая (включающая многочисленные целые сложенные раковины), водорослевая (онколитовая), фораминиферовая, криноидная, оолитовая, шламовая, пелитоморфная, афанитовая, ленточная и др.

Прибрежная морская карбонатная рифогенная формация образует прирастающие к склону дна моря небольшие известняковые массивы, сложенные неслоистыми водорослевыми или коралловыми известняками. Современные береговые рифы, постгеосинклинальные меловые рудистовые известняки имеют мощность несколько метров (в Южной и Восточной Фергане), реже 100—120 м (например, в сеноне Преддарвазя эта формация представлена своеобразными массивными сливными красными известняками, содержащими колонии крупных рудистов и гальку кварца).

Семейство (внутриконтинентальных) удаленных неритовых карбонатных формаций большинством исследователей не выделяется среди других мелководных карбонатных формаций. Его отложения накапливались в лагунах и морях в конце континентальной ступени, в удалении от берегов на отменях, расположенных в неритовом удаленном фациальном комплексе. В отличие от прибрежных карбонатных они сопряжены не со шлировыми формациями, а с удаленными неритовыми пелитовыми. Нередко сложены осадками донно-течениевого пояса с характерной частью многоярусной односторонней косой слойчатостью с субпараллельными границами косых серий, а также осадками центрально-отстойного пояса; менее распространены рифогенные известняки и доломиты.

Удаленная неритовая морская слонстая карбонатная формация играет заметную роль среди внутриконтинентальных карбонатных формаций. Для нее характерны разновидности: фораминиферовая (и другие органогенные), оолитовая (откадывается до глубин 10—12 м, иногда до глубин 45—90 м, где среди оолитов содержание обломочных частиц снижается на 1—2 %). Платформенный подвид: раннепермская саргинская формации, перемежающаяся с мергельной в Предуралье (рис. 104).

Удаленная неритовая морская мергельная (карбонатно-сланцевая) формация залегает среди неритовых пелитовых формаций

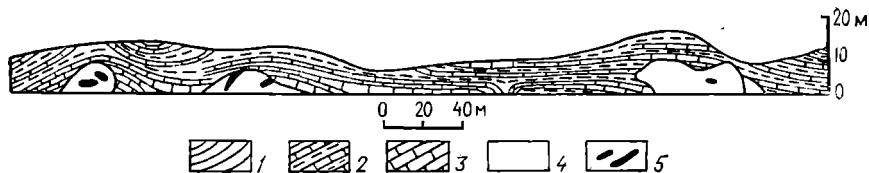


Рис. 104. Соотношения мелководных удаленно-неритовых карбонатных формаций. Нижняя пермь, саргинский ярус. Красноуфимск. По В. Д. Наливкину, Л. Б. Рухину.

Мергельная формация: 1 — зеленовато-серые фукоидные мергели; 2 — глинистые сланцы с прослоями известняка; слоистая карбонатная формация: 3 — известняки. Рифогенная формация: 4 — неслоистые известняки, 5 — линзы глин

и имеет значительное распространение. Платформенный подвид: палеогеновая южноприаральская мергельная формация, которая вытягивается двумя полосами юго-восточнее Аральского моря вдоль приподнятых участков древнего морского дна, а в промежуточных прогибах замещается относительно глубоководными донно-течсисными (?) битуминозно-сланцевыми пелитовыми отложениями.

Постгеосинклинальный подвид: сенонская мергельная формация (мощностью десятки метров), широко распространенная в наиболее удаленных от берегов приосевых участках Сурхандарьинской депрессии (Южный Узбекистан), содержит остатки мелководных организмов и флоры, принесенных течениями. Отсутствуют прямые признаки мелководности этих осадков, в частности волно-прибойные знаки ряби и др. О возможной глубоководности ее отложения свидетельствуют остатки только рыбьей чешуи и редких мелких тонкостенных раковин пелеципод при отсутствии типичной бентосной фауны.

Удаленная неритовая морская рифогенная формация (см. рис. 104) образует неправильные биогермы и биостромы (см. рис. 106, I, II), сложенные неслоистыми кавернозными водорослевыми, коралловыми, мшанковыми известняками и доломитами. Рифовые тела окружаются шлейфом связанных с ними рифовых карбонатных брекчий, иногда перемежаются в разрезе с ними. Например, кайнозойский и современный Большой Барьерный риф у восточных берегов Австралии расположен на шельфе глубиной в 20—50 м, длина 2 000 км (с перерывами против устьев рек), ширина 20—200 км, мощность 128—151 м. На поверхности покрыт мангровыми зарослями и болотными торфами. В основании лежат фораминиферовые известняки.

Постгеосинклинальный подвид представляют: миоценовая «толтровая» рифовая формация; среднеюрские рифы Южнотаджикской депрессии; средне-позднепалеозойская коралловая (известняковая и доломитовая) формация в Предуральском краевом прогибе.

Широко распространена ассоциация рифовых формаций, образующихся на кромке шельфа, с предконтинентальными глубоковод-

ными флишоидными, в частности, с батиальными черносланцевыми, генерирующими нефть и газ. Такая ассоциация зафиксирована в силуре — позднем девоне Свердрупского бассейна, в позднем девоне — позднем палеозое Предуралья и Прикаспия, юре — неоме Персидского залива, Западной Африки и др.

Рифы окружаются здесь и сменяются в глубь континента удаленной неритовой карбонатно-слоистой формацией, менее газонефтеносной.

Семейство предконтинентальных неритовых карбонатных формаций широко распространено в пределах предконтинентальной ступени, возникая на приподнятых участках морского дна, в условиях волноприбойного, в меньшей степени рифогенного, фациальных поясов. Особенно значительной мощности его отложения достигают в пределах поднятий. В этом семействе повторяются характерные динамофациальные и петрографические особенности, отмеченные при описании семейства прибрежных внутриконтинентальных карбонатных формаций.

Предконтинентальная неритовая лагунная слоистая карбонатная формация имеет два подвида. Геосинклинальный междуядерный подвид: плиоценовый апшеронский ракушник из крупных раковин, принадлежащих немногим видам пелеципод, как бы «обсахаренный» выкристаллизовавшимися в порах мелкими кристалликами кальцита (по П. П. Авдусину); среднедевонские известняки в Южном Тянь-Шане с однообразными, крупными раковинами.

Мелкозаливная углеродисто-доломитовая субформация иногда содержит сингенетично-эпигенетические стратиформные руды свинца и цинка (например, геосинклинальные ядерные среднедевонские рудоносные амфибопоровые доломитовые субформации Среднего Тянь-Шаня, перемежающиеся с туфошлировыми). Рудные участки приурочены к застойным заливам, располагавшимся в синклинальных впадинах, где иногда их подстилают гипсы и ангидриты. Ближе к суше ритмические переслаиваются и замещаются шлировой и красноцветной молассовой формациями. Квазиплатформенный подвид: кембрийская зорабадская (мраморизованная) на Памире.

Предконтинентальная неритовая морская слоистая карбонатная формация занимает главенствующее положение в данном семействе. Она образуется на отдаленных от берега подводных поднятиях, главным образом в условиях волновой динамики среды, поэтому представлена в основном известняками с разносторонней, часто мелкой косою слойчатостью (рис. 105). Характерны низкое содержание терригенного материала, значительная мощность слоев, светлая окраска (застойные, темно-серые до черных породы встречаются редко). Это формация довольно широко распространена среди геосинклинальных палеозойских формаций Тянь-Шаня и Урала («продуктусовая» и др.), также среди юрских Южного Памира, Альп (массивная «ургонская») и т. д. На приосевых участках палеозойских междуядерных хребтов Южного Тянь-Шаня обнаруживается разностороннее, невыдержанное направление сноса,

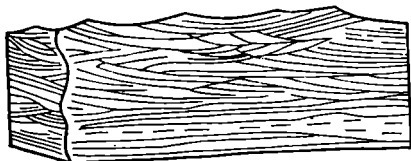


Рис. 105. Разносторонняя косая слойчатость в предконтинентальной неритовой геосинклинальной карбонатной слоистой формации. Силур — девон, Северный Дарваз

тогда как на их крыльях оно четко упорядочено — в обе стороны перпендикулярно к оси поднятий. Квазиплатформенный подвид играет подчиненную роль.

Предконтинентальная неритовая морская рифогенная формация слагает изолированные, замкнутые со всех сторон массивы, залегающие среди слоистых карбонатных или же пелитовых формаций. Вследствие медленных тектонических опусканий, уравнивающих глубину бассейна, нарастание мелководных рифов компенсируется прогибанием их основания. Поэтому на глубинах от 0 до 20—40 м, в пределах которых образуются такие формации, могут накапливаться мощные рифогенные карбонатные комплексы: от нескольких десятков до сотен метров, реже до 2—3 км.

В основе рифогенной формации часто лежит неправильное по форме неяснослоистое тело рифа (биогерм; рис. 106), образованное нарастающими друг на друга колониями рифообразующих ор-

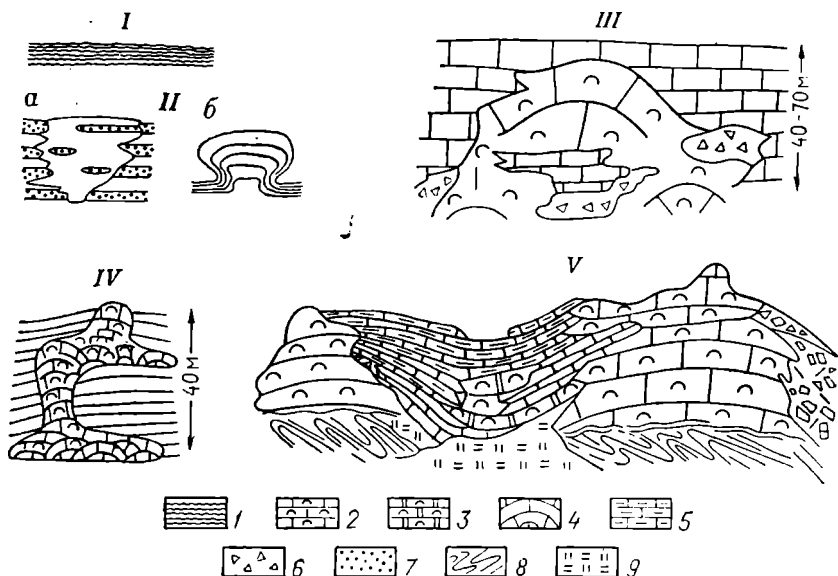


Рис. 106. Типы органогенных построек:

I — биостром 0,5—5 м, длина десятки — сотни метров; II — биогермы, онкоиды 1—10 м (а — угнетенные, б — свободноросшие); III, IV — биогермные массивы; V — геосинклинальная рифовая карбонатная формация среди мелководной слоистой (I, II, IV — по И. К. Корольку). Породы: 1 — пластовые строматолиты; 2 — биогермные массивные известняки; 3 — массивные темные доломиты и доломитовые известняки; 4 — слоистые известняки; 5 — тонкослоистые темные глинистые известняки; 6 — рифовая брекчия; 7 — органогенно-обломочные известняки; 8 — дислоцированные сланцы нижнего палеозоя; 9 — наносы

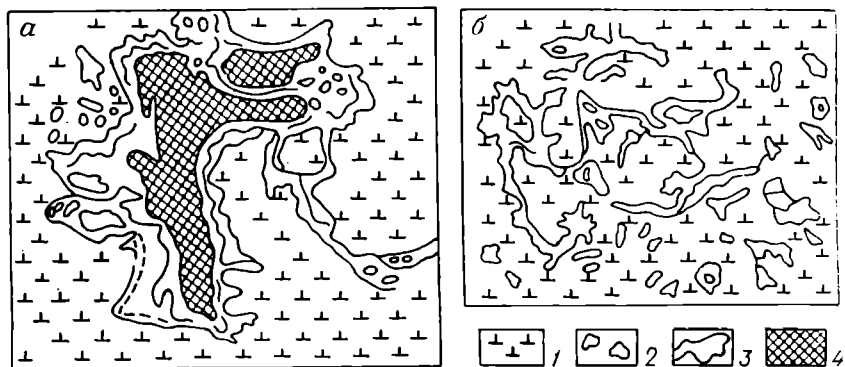


Рис. 107. Геосинклинальная предконтинентальная неритовая рифогенная карбонатная формация. Колломорфные крустификационные текстуры:

а — раннепермская сафеддаронская известняковая формация (Дарваз, р. Возгина); б — мюрская известняковая формация (р. Ягноб, г. Каптар-Хана). 1 — рифогенный серый неслойчатый известняк; 2 — известковые водоросли; 3 — колломорфный крустификационный кальцит, отложившийся на стенках пустот рифа; 4 — заполнение остаточных пустот крупнокристаллическим белым кальцитом

ганизмов: известковых водорослей или колониальных кораллов, реже строматопор, мшанок и др., также археоциат (в кембрии), строматолитов (в рифее). В пустотах тела рифа, остающихся между создающими его карбонатными постройками, селятся разнообразные организмы: брахиоподы, пелециподы, фораминиферы и др. Поэтому перекристаллизованные рифогенные известняки содержат очень разнообразную фауну. В перекристаллизованных рифогенных известняках органические остатки распознаются с трудом, или же совсем не поддаются определению, так как растворяются в массе перекристаллизованного тонкозернистого пелитоморфного известняка.

На стенках пустот, ранее существовавших в теле рифа между колониями рифообразующих организмов, обычно отлагаются слоистые крустификационные корки тонкозернистого кальцита (рис. 107). Они чаще всего сохраняются после перекристаллизации рифогенных известняков и являются важнейшим диагностическим их признаком. Остатки пустот поверх крустификационных корок иногда выполнены горизонтальнослоистым серым пелитоморфным известняком.

На тело растущего рифа оказывает влияние активный прибой волн, поэтому оно окружено налегающим обломочным шлейфом (см. рис. 106), особенно развитым на стороне рифа, обращенной к открытому морю. Этот шлейф сложен брекчиевыми известняками, которые ниже по склону рифа сменяются слоистым песчано-зернистым обломочным известняком и далее пелитоморфным, а затем мелководными и, наконец, глубоководными карбонатными слоистыми формациями. Коралловые пески и илы на дне морей и океанов занимают 6,5—10 млн. км² (1,3—3 % поверхности Земли).

В. Г. Кузнецов выделяет три разности рифовых формаций, различающиеся в отношении условий нефтегазоносности:

1) куполовидные рифы симметричной формы; наиболее пористыми являются породы центрального биогермного тела рифа;

2) плосковершинные атолловидные (кольцевые) рифы; наиболее пористые коллекторы, помимо биогермного гребня рифа, наблюдаются также в обломочных известняках верхней части рифового шлейфа, которые расположены вокруг тела рифа в форме кольца;

3) асимметричные рифы; коллекторы также связаны с вершинной обломочной шлейфа, но смещены к более крутому склону рифа.

В периоды осушения и карстования рифа в его теле формировались линзовидно-пластовые коллекторы нефти и газа.

Основными благоприятными условиями жизни рифостроящих организмов являются мелководность среды обитания (свет, тепло, пища) и минимальный привнос сюда терригенного материала. Рифы часто образуются в отдалении от берегов континента, используя любые поднятия морского дна (склоны Большого Барьерного рифа Индонезии опускаются в сторону океана до глубины более 4 км). В связи с этим рифовые постройки, особенно крупные, располагаются цепочками, как правило, параллельными берегу, приурочиваясь к относительно узким зонам кромки шельфа, мелководных геосинклинальных кордильер или к окраинам островных дуг. Поэтому рифогенные формации оказываются часто сопряженными с глубоководными пелитовыми, в частности флишоидными (Злоказовский, Зилаирский прогибы Предуралья, по И. К. Королук). От рифов нередко начинаются олистостромовые брекчии — зародыши «дикого» флиша, погружающиеся по континентальному склону (средний карбон — пермь Вуадильской предкордильерной подзоны Южного Тянь-Шаня, верхняя юра Крыма).

Широко распространен геосинклинальный подвид: поздне триасовая рифогенная формация Восточных Альп, сложенная коралловыми и водорослевыми известняками (глубина отложения 10—15 м), которые замещаются однообразными доломитами (по данным К. Динера и М. Жинью); поздне триасовая и юрская формации Южного Памира, образующие массивы, вытянутые по линии Найзаташ—Акташ; среднепалеозойская формация Урала, Южного Тянь-Шаня; нижнепермская сафетдаронская рифогенная формация, отложенная в Дарвазе на подводном хребте (мощность до 900—1200 м и более).

Битумо-карбонатная разновидность приурочена к девону Тимана. Известны промышленные нефтяные и газовые месторождения в рифах позднего палеозоя Приуралья (Ишимбаево), поздней юры Южного Узбекистана; озокерит встречен в плиоцене о-ва Барбадос.

Бокситовая разновидность, в том числе карстовая, слагает месторождения в Югославии, Венгрии, Франции, Греции; образует полифациальную серию, развивавшуюся одновременно с педимен-

том в среднепалеозойских междуядерных геосинклинальных карбонатных формациях Урала и Южного Тянь-Шаня.

На поверхности поднятых известняковых рифов происходило выветривание и возникали карстовые пустоты, иногда заполняющиеся известняковыми брекчиями, «терра росса», обогащенными глиноземом — нерастворимым остатком карбонатных пород, вплоть до формирования бокситовых залежей.

Фосфатизированная разновидность проявляется в коре выветривания миоценовых рифогенных известняков п-ова Флорида (США); родохрозитовая — в кембрийской рифогенной карбонатной формации Мазульского месторождения (по К. В. Радугину).

Семейство предконтинентальных батинальных карбонатных формаций образуется в условиях, сходных с семейством батинальных силицитовых формаций, — в морях, реже в лагунах; сопряжено с семейством глубоководных терригенных формаций. Отлагается ниже шельфа на глубинах от 200 до 2500 м. Формируется в основном в условиях доннотечения и центрально-отстойного фациальных поясов. Здесь, по-видимому, значительна также роль турбидитных потоков, сносящих рыхлые, карбонатные осадки с континентальных и островных склонов к их подножиям и в более глубокие участки морского дна. Резко преобладают осадки продолжных донных течений.

Сложено главным образом карбонатными, частично пелитовыми илами.

Доннотечения известняки часто полосчатые из-за чередования серых и темных слоев. Для них характерна тонкая горизонтальная слоистость и слойчатость; особенно типична многоярусная односторонне- и двусторонне-перевидная косая слойчатость (рис. 108), иногда с двояковыпуклыми линзообразными поперечными сечениями мелких корытообразных косых серий («очковая» текстура). Типична однородность осадков и значительная выдержанность слоев, особенно по направлению течений.

Семейство батинальных формаций в разрезах устанавливается редко, вследствие затруднений, возникающих при его обособлении от мелководных карбонатных формаций. Общая мощность отдельных пачек батинальных карбонатных формаций невелика (метры, десятки, реже сотни метров). Они как бы теряются в толщах более мощных мелководных отложений и могут быть выявлены в основном по их соотношениям со смежными мелководными, в том числе рифогенными формациями, так как отлагались гораздо медленнее последних и поэтому имеют гораздо меньшую мощность. Разность этих мощностей соответствует минимальной глубине таких впадин. Если эта разность превосходит 200 м, то формации, окружающие риф, можно считать глубоководными [21]. Кроме того в предкордильерных и межкордильерных прогибах часто создаются застойные восстановительные условия, способствующие повышенному накоплению органических веществ, а также частиц глины и отложению темноцветных или черных, нередко глинистых известняков (а также первичных доломитов или же их прослоев).

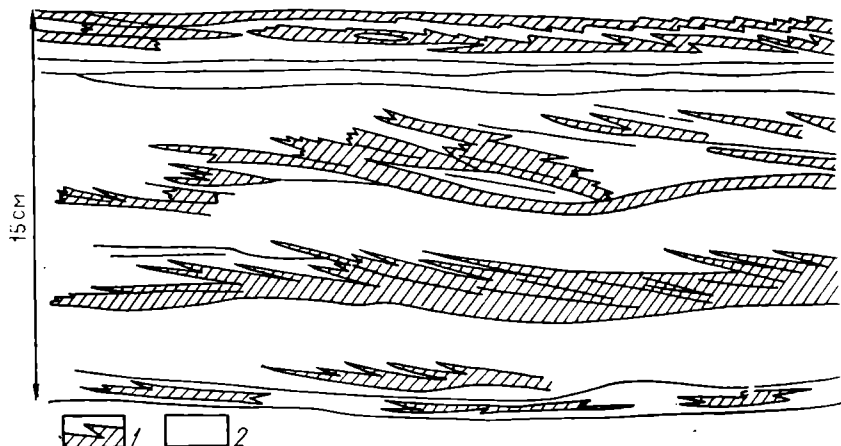


Рис. 108. Квазиплатформенная кембрийская предконтинентальная батинальная удаленная (доннотечениевая) карбонатная слоистая формация (Южный Дарваз). Многоярусная односторонне-наклоненная перевидная косая слойчатость: 1 — косослойчатый тонкозернистый известняк; 2 — пелитоморфный известняк

Но такие условия не всегда могли долго сохраняться в результате действия течений, приносящих новые порции кислорода. Поэтому для таких условий характерна частая ленточная полосчатая перемежаемость темных и светлых карбонатных прослоев, имеющих небольшую мощность (сантиметры, первые дециметры). Иногда из таких полосок образуются ритмично построенные сезонные пары (варвы) и тогда мощность прослоев то светлого (более карбонатного) ила, то темного (более глинистого) сокращается до миллиметров и их долей.

В батинальных толщах отсутствуют следы действия волн, в частности волновые знаки ряби, а также бентосная фауна (за исключением переотложенной турбидитными потоками). Характерно наличие нектонной фауны (аммониты, ортоцератиты) и наннопланктона (кокколиты, кальпионеллы) при отсутствии остатков фауны, типичной для мелководья. В равнинообразовательных условиях в батинальных впадинах на континентальных склонах и у их подножий откладываются пелагические кокколито-фораминиферовые карбонатные илы с прослоями сапропеля, например, в Южном и Восточном Средиземноморье и во Флориде.

Квенштедт и К. Динер отмечали, что в глубоководных отложениях верхняя часть раковин аммонитов, не погруженная в ил, может подвергаться растворению, вследствие агрессивного действия избытка углекислоты, содержащейся в глубинных придонных водах.

Батинальные лагунные карбонатные формации характеризуются признаками, говорящими о застойности и глубоководном сероводородном заражении придонных слоев воды в бассейне.

Батиальная лагунная предкордильерная мергельная (карбонатно-сланцевая) формация образуется в зараженных сероводородом участках дна глубоких, крупных и межконтинентальных морей, а также лагун, расположенных между геосинклинальными поднятиями континента. Она представлена частым чередованием мергельных и пелитовых слоев, сопряжена с лагунами пелитовыми и имеет более широкое распространение, чем другие лагунные карбонатные формации.

К ней принадлежат современные глубоководные серые илы, образующиеся на дне Черного моря, представленные центрально-отстойными (пелагическими) сезонно-ритмичными осадками планктонного карбонатного ила. Подобные отложения широко представлены в плейстоценовых, плиоценовых и миоценовых пелитовых свитах, а также среди олигоцен-миоценовых майкопских, отложенных в Понто-Каспийском бассейне. Произведенный Б. П. Жижченко подсчет количества варв в этих отложениях подтвердил их сезонное образование, так как порядок общей продолжительности образования таких свит оказался близким к определениям, сделанным на основании радиологических данных (подобную же годовичную микроритмичность Л. Стамп наблюдал в мощных палеоген-неогеновых пелитовых отложениях Индокитая).

Батиальные морские карбонатные формации отложены в предкордильерных геосинклинальных впадинах и выдерживаются по их простирацию в виде полос, протягивающихся на большое расстояние, имеют малую мощность. Они откладываются продольными донными течениями и в центрально-отстойном поясе, возможно, и при участии турбидитных потоков, в результате образуют переходы от карбонатных формаций через карбонатный и мергельный флиш к терригенному (рис. 109). В таких формациях часто имеются признаки сингенетических будинажных подводно-оползневых текстур, что может указывать на крутой рельеф дна и на связь образования этих осадков со склонами глубоководных поднятий.

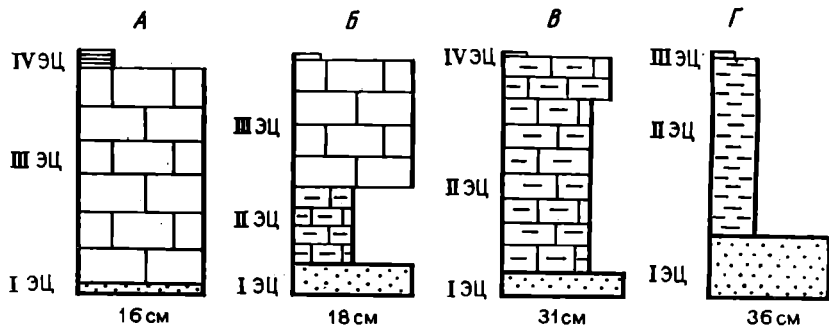


Рис. 109. Схема строения «циклитов» и их элементов (ЭЦ) в ряду карбонатных и флишевых формаций. По С. Л. Афанасьеву:

А — карбонатная формация (предполагаемая глубина моря 0—1 км); Б — карбонатный флиш (глубина моря 1—2 км); В — мергельный флиш (глубина моря 2—4 км); Г — аргиллитовый флиш (глубина моря свыше 4 км). Под колонками указана средняя мощность циклитов формаций

Батиальная морская слоистая карбонатная (ленточная) формация представлена несколькими подвидами. Праплатформенный подвид: рифейская ортотауская формация Северного Тянь-Шаня. Квазиплатформенный подвид: кембрийские ленточные карбонатные формации Дарваза, Срединного и Северного Памира, Южного Тянь-Шаня.

Геосинклинальный подвид (междюдерные межкордильерные разности): среднепалеозойские формации Южного Тянь-Шаня, Западного Урала; поздне триасовая кессельская свита в Восточных Альпах (по К. Динеру), образовавшаяся севернее мелководной Динарской карбонатной кордильеры в наиболее глубоководной (по М. Жинъю) южной Гальштадтской подзоне. Содержит фораминиферовые и коралловые мергели, пачки ритмической анацероловой отдаленной (по К. Динеру) шельфовой тонкопелитовой формации и битуминозные глины, лишенные примеси грубых терригенных частиц. Судя по этим данным, описываемые мергели могли отлагаться на больших глубинах.

Раннеамюрская (серпуховская) карбонатная гониатитовая ленточнослоистая формация Памирского смятия при небольшой мощности (метры, десятки метров) содержит целый ряд сконцентрированных в ней выдержанных последовательных гониатитовых зон. По данным Г. С. Либровича, гониатитовые ассоциации намюра сохраняются от Южного Тянь-Шаня (оз. Сонкуль) до Срединного Памира. Здесь они вклиниваются с севера в каменноугольно-раннепермскую среднебазардинскую глубоководную флишоидную формацию (см. гл. 19). В Кайраке (Гиссарский хребет) раковины гониатитов в этой формации нередко залегают перпендикулярно к наслению, что может быть объяснено их погружением в неподвижные глубоководные илы.

Примером батиальной морской карбонатно-сланцевой формации (блаушифер: голубые известково-сланцевые сланцы, которые при метаморфизации переходят в хлорит-сланцевую разновидность) является квазиплатформенная кембрийская (?) мотравнская формация Дарваза.

Батиальная морская предкордильерная мергельно-флишевая формация. Имеющиеся данные указывают на сопряженность терригенного и карбонатного флиша в разрезе. Это же отмечалось и в плане для современных абиссальных их представителей, например, вблизи Бермудских островов. По данным С. Л. Афанасьева [1], геосинклинальная мергельно-флишевая формация на Кавказе (свиты Кохотх, авзянская, бединовская, куниковская и др.; см. рис. 109) отлагалась на глубинах 2—4 км. В отличие от карбонатного флиша, вместо известняков в ней присутствуют мергели, средняя мощность ритмосерий около 30 см.

Батиальная морская предкордильерная карбонатно-флишевая формация (карбонатный флиш, по Н. Б. Вассоевичу [4]) представляет микроритмичную перемежаемость известняков и мергелей. Подобные карбонатно-флишевые формации скорее всего имеют батиальное происхождение, но могут иметь и абиссальное. Их

аналогом являются современные желобовые абиссальные карбонатно-турбидитные формации (см. ниже).

Геосинклинальный подвид — палеогеновый известняковый флиш Западных Альп, по данным М. Жиинью, образовался в Предальпийской предкордильерной впадине, между платформенной мелководной (нуммулитовой) карбонатной формацией и терригенной флишевой, которую теперь обычно относят к абиссальным осадкам (см. гл. 19).

Позднемеловой карбонатный флиш Большого Кавказа (натухайская свита), по мнению С. Л. Афанасьева [1], отлагался на глубине 1—2 км. Ритмосерии имеют в среднем мощность 18 см: I ЭР — алевролит или песчаник (1—3 см); II ЭР — мергель (4—5 см); III ЭР — известняк (10 см); IV ЭР — пелагический пелит (0,5 см).

В верхах позднемелового терригенного флиша на юго-западных склонах Кавказа обособляется карбонатный флиш (свита Кемчи — «стопластовка»), детально изученный Н. Б. Вассоевичем [4]. Здесь постепенно сокращаются и исчезают терригенные элементы ритмосерий, возрастает доля III ЭР, представленного слоистыми пелитоморфными известняками и мергелями с остатками наннопланктона, чередующимися с пелитовыми слоями II ЭР. Представляют превосходный естественный глинисто-карбонатный материал для изготовления портландцемента высшей марки.

Семейство предконтинентальных абиссальных карбонатных формаций типичное для предконтинентальной ступени, отложения его формаций образуются у подножья континентальных склонов, где в общем резко преобладает активное терригенное осадконакопление.

Предконтинентальная абиссальная карбонатно-силицит-турбидитная формация, описанная И. О. Мурдмаа [20] под названием «лавиной» в небольшой впадине Багама-Блейк (глубина до 5 км) в Северо-Западной Атлантике, близка к океанической карбонатно-силицит-турбидитной. Со стороны океана ограничена аккумулятивным контуритным валом, за которым начинается обширное поле распространения гемипелагической пелитовой формации. Карбонатно-силицит-турбидитную формацию составляют (снизу вверх):

- 1) раннемиоценовые (124 м) переслаивающиеся глины, мергели, мел, содержащие обломки (интракласты) радиоляриевых глин;
- 2) ранне-среднемиоценовый (171 м) светло- или оливково-серый карбонатно-турбидитный мусорный мел с обильными обломками известняка, выше — с обломками темных зелено-серых и оливковых бескарбонатных радиоляриевых глин, ориентированных по наслонению, косо к нему или беспорядочно;
- 3) среднемиоценовая (28 м) плотная радиоляриевая глина;
- 4) среднемиоценовый (122 м) светло- или оливково-серый турбидитный мусорный мел с обильными интракластами тех же глин, с такой же ориентировкой;
- 5) позднемиоценовые (57 м) неслоистые высокоизвестковые алевро-пелитовые илы, состоящие из порошкового карбоната каль-

ция (арагонит, кальцит) с остатками наннопланктона. Судя по отсутствию фораминифер почти во всех пачках, они образовались ниже критической глубины карбоната накопления, за исключением верхней, в которой они появляются.

Предконтинентальная абиссальная оозовая карбонатная формация альбско-эоценового возраста (90—150 м), непереотложенная турбидитными потоками, по данным И. О. Мурдмаа [20], на уступе Блейк лежит выше предыдущей несогласно на позднелюрско-барремской карбонатной рифогенной формации. Отложена лишь немного выше критической глубины карбоната накопления (на глубине 3,5—4,5 км), так как сложена высококарбонатными (кальцит 70—90 %) пестроцветными мергельными нанноилами, не содержащими фораминифер, внизу они темно-серые, в середине и вверху светлые. Содержит примесь монтмориллонита, каолинита, кремнистых раковин, диагенетические кремни, цеолиты (клиноптилолит), пелагический фосфатный костный детрит.

Желобовая абиссальная карбонатно-турбидитная формация встречается среди современных отложений в глубоководном желобе Пуэрто-Рико, по данным Вашичка; в желобах Кайман, Барлетт и других описана Т. Н. Ельциной и Н. Г. Лозовой по данным буровых скважин, заданных на глубине 8 км. По мнению этих исследователей, образовавший эту формацию новейший мутьевой поток катился как бы в своем русле, имеющем форму речной долины. Он мог проникнуть сюда из поперечных понижений, например, расположенных между островами Пуэрто-Рико и Гаити; отложения этого потока вложены в углубление, вырезанное в полого залегающих непереотложенных серых пелагических карбонатных оозах (в которых представлены исключительно планктонные организмы фораминифер и птероподы, без примеси бентосных форм, растительных остатков, песчаных и алевролитовых прослоев).

Выше в описываемой формации установлено ритмичное чередование слоев, свойственное турбидитным флишевым отложениям. 0—I ЭР — турбидитные слои, вложенные в осевую промоину желобов, представлены карбонатными илами. В них содержатся алевроитовые зерна кварца, полевых шпатов, хлорита и др., радиолярий, спикулы губок и планктонных фораминифер, также кокколитофорид, птеропод, остатки мелководной фауны, снесенной с мелководья. Алевроит и песок, часто с раковинками бентосных фораминифер, обособляются в отдельные прослойки мощностью от нескольких миллиметров до 3 см.

II ЭР — пелагические оозовые илы (содержание CaCO_3 до 69—82 %), преобладающие в разрезе. Их чередование наглядно демонстрирует флишевую ритмичность. Поэтому данную формацию можно было бы также считать современным представителем карбонатной флишевой формации.

Кроме того во всех обследованных желобах всюду устанавливаются и выдерживаются две более крупные новейшие ритмосерии мощностью 45 и 85 см. Наличие биритмичности может указывать

на связь ее с климатическими изменениями, отражавшимися на интенсивности стока речных вод с островных дуг.

Семейство океанических атолловых рифогенных карбонатных формаций представлено атолловой рифогенной формацией. Атоллами называются кольцевые рифы с лагуной внутри; они бывают круглой формы, но чаще овальной.

Мелководные атолловые карбонатные формации являются одним из характерных типов океанических отложений, свойственных теплому климату (годовая температура не ниже 18 °C). По Б. Н. Котеневу, развитие атолловых рифов активнее всего происходит в западных частях океанов, включая островные дуги и предконтинентальные возвышенности. Это связано с более активным развитием здесь меридиональных течений, приносящих кислород из Антарктики, а также с развивающимся тут отрицательным тепловым балансом вод, способствующим приносу углекислоты. Они сходны с описанными выше рифогенными карбонатными формациями, но, в отличие от них, не сопряжены с континентальной ступенью, с берегами континента или с предконтинентальными островами, а возникают в пределах океанической ступени. Обычно атоллы располагаются цепочками, образуя гирлянды океанических островных дуг, связанных с цепочками подводных базальтовых вулканов.

Некоторые атоллы после своего образования были подняты вместе со своим вулканическим основанием. К их числу относится срединно-океаническая четвертичная рифогенная формация на Гавайских островах мощностью 75—100 м, содержащая линзы известняково-базальтовых агломератов и прорванная штоками габбро-диабазов.

Несмотря на значительную мощность атолловых известняков, иногда измеряемую сотнями и даже тысячами метров, большинство атоллов едва выступает над уровнем моря. Их образование, согласно известной гипотезе Ч. Дарвина, объясняется продолжающимся опусканием морского дна, которое компенсируется быстрым ростом сверху колоний рифообразующих организмов.

Атолловое кольцо быстрее растет с внешней стороны, куда волнением приносится большое количество кислорода и питательных веществ. Это способствует центробежному росту атолла и в сочетании с опусканием его ложа придает ему столь своеобразную кольцевую форму. Эти процессы развиваются неоднозначно. Поэтому в одних случаях кольцевой атолл почти замкнут со всех сторон, кроме узких проливов. В других случаях часть атолла, поднимающаяся над поверхностью воды, представляет полукольцо или дугу, а остальная скрыта под уровнем моря. Степень обнаженности построек атолла меняется также при чередовании морских приливов и отливов. Скорость накопления велика — более 100 мм/100 лет, а в центрально-тропической области — до 1000 мм/100 лет [41].

Атолловое кольцо ниже с наветренной стороны, где растут известковые водоросли и волны образуют прибойную террасу. Здесь

на уровне атолла развивается более широкая терраса. Над ней поднимается платформа, не заливаемая приливом, где растут пальмы.

На уровне моря на подветренной стороне кольца известковые кораллы не развиваются. Эта часть рифа сильно расчленена.

Глубина лагуны атолла обычно составляет 20—30 м, реже более (до 100 м). Дно ее изобилует многими мелями. Над поверхностью воды в ней поднимаются вершины отдельных живущих колоний рифообразующих кораллов и водорослей.

Внешние борта рифового кольца до глубины 200 м крутые до 70°, иногда отвесные. Глубже они выполаживаются до 20°, покрываясь щебнем и гравийными обломками известняка, которые с глубины 900 м переходят в известковые осадки с песчано-алевритовой размерностью зерен [41]. Поэтому, хотя атоллы построены водорослями и кораллами и их отложение происходит на малых глубинах, однако, вследствие постепенного опускания подошвы, их обломочные продукты распространяются до глубины 3 км.

Периферийно-океанические современные, неогеновые и палеогеновые атоллы Маршалловых островов [21] имеют максимальные размеры 80×120 км, площадь отдельных островов 50—60 км² (иногда до 420 км²); глубина лагун 20—60 м. Общая мощность известняков, по геофизическим данным, достигает 1800—3900 м. Они разбурены до глубины 779 м в атолле Бикини и до глубины 900—940 м в атолле Энвиееток (глубже залегает базальтовая формация). В позднюрском Золенгофенском атолле в его центре, в рифовой лагуне, был отложен пелитоморфный известняк (литографский камень) с остатками разнообразных рептилий (ихтиозавры, археоптериксы и др.).

Фосфоритную разновидность (по Д. В. Наливкину [21]) чаще образуют волноприбойные галечки и зерна или метасоматические залежи. По данным А. Е. Ферсмана и Б. И. Когана, она широко распространена на рифовых островах Океании. Вероятно, относится к перерывной влажно-жаркоклиматической формации, развившейся на поверхности выветривающихся рифовых массивов, поднятых выше уровня океана. В таких условиях иногда образуются промышленные скопления фосфоритов (например, в палеоген-неогеновых отложениях в Океании и на о-ве Рождества в Индийском океане и др.).

Семейство океанических оозовых карбонатных формаций образуется на океанической ступени, начиная со склонов океанических поднятий до абиссального пелагического равнинного комплекса главным образом в экваториальном поясе.

Современные представители этих формаций широко развиты в Тихом и Индийском океанах, в меньшей мере в Атлантическом, распространяясь в глубоководных их частях до глубины 4 (4,9) км. Они занимают 126,9 млн. км² (47,7 % всей площади дна океанов) и распространены от 40—50° с. ш. до 40—60° ю. ш., чаще от 40° с. ш. до 50° ю. ш. Главным источником для образования оозовых карбонатных формаций являются карбонатные остатки жиз-

недеятельности мельчайших планктонных организмов, оседающих на дно. Раковинки последних при своем медленном погружении достигают дна главным образом лишь в тех случаях, если глубина его оказывается выше или вблизи КГК*, так как ниже его карбонатные остатки уже подвержены растворению. Глубже КГК содержание кальцита в оозовых илах снижается до 30—10 % в замещающих их мергельных и красноглинных пелагических формациях.

Оозовые карбонатные формации откладываются преимущественно на океанических поднятиях, а в котловинах только на глубинах 4—4,5 км, редко более. Распространение оозовых карбонатных осадков на дне океанов в основном определяется наличием здесь поднятий, образующих большое плато и широкие хребты в южной части Тихого океана, узкие прерывистые цепочки — в северной. Скорость накопления 2—60 мм/1000 лет. Преобладают глобигериновые карбонатные или с примесью кокколитофорид (CaCO_3 92 % и более), перемежающиеся с тонкими прослойками глубоководных темно-шоколадных красных глин, обогащенных цеолитом (филлитситом). Местами содержит скопления железисто-марганцовистых конкреций. Но марганцовые конкреции встречаются и в менее глубоководных карбонатных пелагических осадках, образующихся на глубинах от 4 до 1 км, и даже на шельфе.

В развитии глубоководных карбонатных осадков, несомненно, участвуют течения, всюду пронизывающие толщу вод океана. Антициклонические движения вод, возникающие над подводными поднятиями, вызывают размыв илов по их периферии и накопление осадков на повышенных участках, например, на валу Маркус-Уэйн западнее гор Маркус-Неккер в Тихом океане. В Срединно-Атлантическом хребте (по Корренсу) и на поднятиях Тихого океана (по Рэвелю) устанавливается сортировка и уменьшение размеров раковинок фораминифер по крупности и степени раздробления вниз по склонам, в связи с уменьшением интенсивности движения глубинных вод. Поэтому на подводных поднятиях и на вершинах подводных гор развиты главным образом фораминиферовые пески или крупные алевролиты, а ниже — фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые илы с алевропелитовой и пелитовой размерностью частиц.

Эта закономерность нарушается деятельностью турбидитных потоков, возникновением оползней, чем объясняются случаи нахождения карбонатных брекчий в глубоководных отложениях и ненормально глубокого нахождения карбонатных осадков на дне океанов.

В зависимости от рельефа дна, определяющего активность гидродинамических процессов и особенно турбидитных потоков, в семействе абиссальных оозовых карбонатных формаций выделяются

* Современная критическая глубина карбонатонакопления (КГК) в экваториальной зоне Тихого океана 5—5,5 км, в умеренных и холодных зонах 4,2 км [41].

два подсемейства — непереотложенных оозов и переотложенных.

Подсемейство непереотложенных оозовых карбонатных формаций образуется: 1) на водоразделах плоских подводных поднятий; 2) на абиссальных равнинах, где уклоны дна столь незначительные, что не могут возникнуть турбидитные потоки. Здесь господствуют первичные пелагические процессы, приводящие к образованию непереотложенных абиссальных пелитоморфных карбонатных илов — оозов.

Непереотложенная оозовая карбонатная формация сложена кокколито-фораминиферовыми, реже птероподовыми осадками разной крупности зерна — от песчаных алевритовых до пелитовых. Покрывает вершины и частично склоны подводных океанских поднятий. Здесь залегают современные непереотложенные фораминиферовые и фораминиферо-кокколитовые оозы. В абиссальной оозовой карбонатной формации, по мнению О. К. Леонтьева, среднее содержание органогенного CaCO_3 64,5 % (в Индийском океане 65—90 %), минералов глин 33,89 %, аморфного кремнезема от 1 до 10 %, диатомей 1—10 %, органогенного углерода 0,05—8 %. В абиссальных карбонатных илах Атлантического океана $C_{\text{орг}} = \frac{0,32 - 0,50}{0,43 (4)}$. Фораминиферы исключительно планктонные, очень мелкие. Их состав изменяется в разных широтах в зависимости от климата. Известны редкие случаи нахождения фосфоритов на плоских вершинах опустившихся подводных вулканов — гайотов на глубинах до 2,0—3,7 км, где они приурочены к прилегающим оозовым карбонатным формациям.

При увеличении содержания глинистых пелитовых составных частей карбонатный ооз переходит в оозовую красноглинную формацию, а при увеличении содержания диатомей — в оозовую диатомитовую.

Эта формация, по данным И. О. Мурдмаа [20], встречается в разрезе маастрихт-неогеновых отложений в северной части Срединно-Атлантического хребта (широта 30—34° с. ш.). На его водоразделе на базальтах залегают олигоцен-миоценовые фораминиферо-наннопланктонные илы (284 м), имеющие внизу бледно-коричневый цвет. На западном склоне формация представлена наннопланктонными известковыми илами (450 м), в середине разреза которых вклиниваются эоцен-олигоценные кремнисто-известковые слои.

На о-ве Барбадос известны неогеновые глубоководные мелкофораминиферовые известняки, аналоги оозовой формации. Эти известняки характеризуются присутствием преимущественно мелких раковин планктонных фораминифер, отложенных на глубинах не менее 3—4 км [21]. Они перекрываются мелководными крупнофораминиферовыми известняками, которые выше сменяются рифогенными карбонатными формациями.

Непереотложенная оозовая силицит-карбонатная формация встречается в ряде мест на дне Тихого и Индийского океанов, особенно в экваториальном и южном гумидном поясах. По данным

П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа [2], а также Ю. А. Богданова, М. А. Левитана, А. П. Лисицына, здесь оозовые карбонатные кокколито-фораминиферовые отложения содержат остатки диатомей и радиолярий и переходят в карбонатно-силицитовые отложения, иногда чередующиеся между собой. Последние, по данным тех же исследователей, образуются в океанах несколько глубже — на глубинах от 3 до 5 км, т. е. меньших, чем критическая глубина карбонатонакопления. В глубоких частях разреза они чаще всего имеют палеогеновый и меловой возраст и даже позднеюрско-меловой. Мощность описываемой формации более 1 км в котловинах, т. е. обычно в несколько раз больше, чем мощность развитых там же синхронных ей абиссальных красноглинных формаций. Это может объясняться тем, что океаны в это время имели меньшую глубину; или же тем, что критическая глубина карбонатонакопления располагалась тогда на более низких уровнях, вследствие более высокой температуры вод в глубинах океана.

Подсемейство оозовых переотложенных карбонатных (карбонатно-турбидитных) формаций часто сближается с уже описанной батинальной карбонатно-флишевой по составу слагающих ее пород и по характеру ритмичности. Однако слои пород в срединно-океанической карбонатно-турбидитной формации менее тонкие, и ритмичность пород выражена в них не столь регулярным повторением слоев в микроритмосериях.

О деятельности турбидитных потоков, вероятно, свидетельствует образование туфокарбонатной субформации. Она образовывалась на разных глубинах (до 5 км). Связана с отдельными вулканами цепями подводных и надводных вулканов, включая Гавайские острова, со сводами и срединноокеаническими хребтами (в частности, с их осевыми рифтовыми провалами). Неясно, в какой мере в образовании перемещенных оозовых формаций участвовали также донные течения.

В современных условиях образуется на склонах океанических поднятий и в смежных участках океанических котловин, в тех местах, где уклон дна достаточен для развития турбидитных потоков. Последние переоткладывают пелагические фораминиферовые, кокколитовые, птероподовые илы, которые выпадают в верхних частях склонов на водоразделах поднятий.

Эриксон описал обнаруженные в 90 км от Бермудских островов на глубинах около 4,5 км под красной глубоководной глиной осадки современных пелагических оозовых карбонатных илов, переотложенные турбидитными потоками. Они представлены ленточными градиационнослойчатыми известковыми илами мощностью до 0,8 м, которые по составу компонентов неотличимы от непереотложенных пелагических кокколит-фораминиферовых оозов. Позднее подводные карбонатные турбидиты были установлены на склонах многих океанических поднятий. П. Л. Безруков, И. О. Мурдмаа, Ю. А. Богданов, М. А. Левитан и другие также указывали, что карбонатные оозовые осадки на склонах подводных возвышенностей имеют градиационную слойчатость, следова-

тельно, перемещены турбидитными потоками. Такие карбонатные прослойки могут быть линзообразными, что не отвечает отложению их в условиях спокойного накопления медленно оседающей пелагической мути.

Оозовая карбонатно-турбидитная формация отложена карбонатно-турбидитными потоками на батнальных и абиссальных склонах океанических поднятий. В современных условиях она составляет около половины (до 50 млн. км²) всей площади, занятой скоплениями оозовых пелагических карбонатных раковин планктонных организмов. В области подводных гор Маркус-Неккер, включающей более 80 подводных гор с вершинами, находящимися на глубинах от 3 до 1,2 км, в описываемых современных илах содержится крупный песок, гравий, галька (до 10—12 мм). Нерегулярно и линзообразно наложена на склонах подводных срединно-океанических хребтов. Линзовидное ее залегание обусловлено отложением в изолированных карманах и впадинах расчлененного базальтового ложа. Мощность формации достигает 0,6 км; возраст — четвертичный и неогеновый. Характерна высокая скорость ее накопления. Формация сложена фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми осадками, состоящими из зерен песчаной, алевроитовой и пелитовой размерности. Размеры частиц максимальные у оси океанских поднятий, где они выклиниваются. Это указывает на перемещение этих осадков от оси поднятия в обе стороны, по направлению к их подножиям. Местами (например, в окрестностях Гавайских островов) имеется примесь и даже прослой местных продуктов денудации базальтов.

По данным Ю. А. Богданова, М. А. Левитана и А. П. Лисицына, описываемая формация наиболее развита в широком прерывистом поясе вдоль осевых участков срединно-океанических хребтов. Здесь она отличается особенно значительными градиентами мощности. В понижениях, в местах повышенной мощности с ней ассоциируют кремнисто-карбонатные формации, а также пелагическая мергельно-глинистая, имеющая красный цвет благодаря примеси пелагической красной глубоководной глины.

Среди ископаемых океанических отложений к описываемому типу (по И. О. Мурдмаа [20]) относится широко распространенная в Северо-Западной Атлантике «древняя» кимеридж-барремская формация (рис. 110) мощностью не менее 450 м (подошва не вскрыта). Она прослежена по сейсмогеофизическим данным и бурением скважин с американского научно-исследовательского судна «Гломар-Челленджер» в пределах Северно-Американской котловины, там, где современные отметки ее дна немного превышают 3 км. Залегает полосой шириной до 0,8—1 км между подножиями континентального склона (где примыкает к краю мелководного рифового карбонатного уступа Блейк) и подножиями Бермудских островов (где примыкает к выступу базальтового ложа). По распространению прослежена от подножий Ньюфаундленда до подножий Багамских островов. Заполняет депрессии неравномерной по мощности толщей, облекая неровности рельефа. Местами, по сейсмо-

Рис. 110. Фрагменты строения «древней» карбонатной формации типа «аммонитико росса» (керн). Атлантический океан. По И. О. Мурдмаа:

1 — массивные известняки с ходами роющих организмов; 2 — тонкослойчатые известняки; 3 — тонкослойчатые мергели; 4 — тонкослойчатые известковые глины

геофизическим данным, кимеридж-барремская формация подстилается неизученной осадочной толщей такой же общей мощностью, как все вышележащие (до 1,4 км).

Формация имеет трехчленное строение, выдерживающееся по всей очерченной площади.

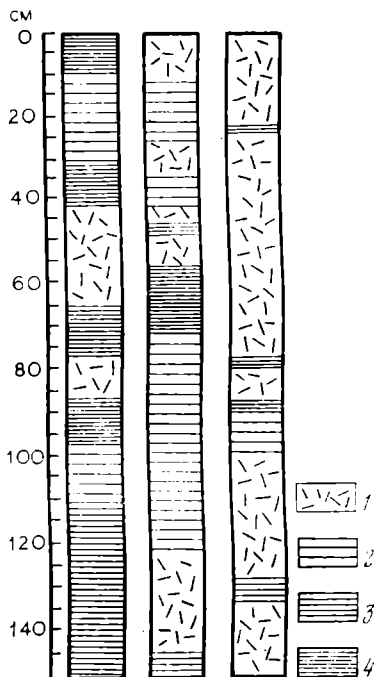
1. Местами в основании формации вскрыты келловей-оксфордские сероцветные зеленовато-серые, выше черные, серые известняки мощностью до 55 м. Глубина отложений не установлена («верхняя батиаль», по Лансело).

2. Выше залегает красноцветная карбонатная пачка — тонкопереслаивающиеся темно-красные известняки (с рассеянным гематитом), мергели и известковистые радиолариевые глины (от 63 до 100 м и более). Вверху имеются тонкие (по 1—20 см) прослои оливково-серых и окрашенных рассеянным гематитом коричнево-красных глин, глубина отложений которых немного выше критической глубины карбонатакопления. В мергельно-пелитовых слоях карбонатность 14—64 %, в среднем 20—40 %, местами содержатся радиоларии, отпечатки аммонитов.

3. Сверху без резкой границы залегает (титон-барремская) сероцветная карбонатная пачка (150—325 м), сложенная часто перемещающимися слоями светло-голубоватых до темно-серых известняков, мергелей, известковистых глин с тонкой горизонтальной слоистостью.

Наличие многочисленных остатков наннопланктона и даже фораминифер позволяет предполагать образование этой пачки несколько выше КГК. В верхах ее появляются неполные турбидитные ритмосерии I ЭР — градационно-слоистые олигомиктовые песчаники и алевролиты, иногда косослойчатые, или градационно-слоистые алевоватые алевролитистые известняки; II ЭР — темные оливково-серые до черных мергели и известковистые глины с тонкой горизонтальной слоистостью, растительными остатками, глауконитом, пиритом, карбонатами марганца и железа; сближаются с глинами вышележащей черно-пестроцветной формации.

По И. О. Мурдмаа [20], только красноцветная подсвета аналогична формации «аммонитико росса». Ширина бассейна, в кото-



ром отлагалась красноцветная подсвета, была не менее 500 км. Он имел неровное дно (холмы, валы), где происходили оползни, возникали карбонатно-турбидитные потоки. Характеризовался очень слабым поступлением терригенного материала (результат пенеппенизации континента), конденсированными по мощности осадками, наличием частых внутриформационных перерывов. С последними связаны железистые корки. Возможно, что во впадинах красноцветная подсвета фациально замещается сероцветными.

Сероцветная подсвета аналогична близкой по возрасту формации пелитоморфных известняков Майолика в Альпах (зона Бриансон) и в Апеннинских (также известняки Бриансон, Латтимус и др.). По данным Хомевуда, юрские и меловые отложения в Динаридах, в Южных Альпах (у Базеля и Цюриха) сложены пелагическими карбонатными отложениями, приносившимися из Атлантики.

К описываемому типу относятся еще мало изученные, пестрые по составу и окраске формации, характеризующиеся чередованием серых и красных, часто узловатых конкреционных глубоководных известняков, серых, красных и зеленых мергелей; своеобразные пятнистые и полосчатые зелено-красноцветные комковатые мергели; также турбидитные конгломератовидные известняки, представляющие, по-видимому, карбонатный «дикий флиш», подобный наблюдаемому в терригенном флише, с беспорядочной ориентировкой обломков известняков разного состава и разного возраста.

Комплекс глубоководных карбонатных отложений, подобных только что охарактеризованному океаническому, ранее описывался в Альпах, Карпатах и хр. Динарском под разными названиями: «аммонитико росса», «аднетская фация» и др. Эти отложения имеют здесь мощность от нескольких метров до 250 м. Они здесь представлены юрскими красными известняками, богатыми аммонитами, иногда обогащенными глиноземом или бедными бокситами.

Во всех ярусах лейаса встречаются маломощные глубоководные (по А. Вернеру) известняки и мергельные пачки. Лейас (синемюр—тоар) в Восточных Альпах слагают пестрые мергели (пятнистые, многоцветные, полосчатые, иногда с прослоями, переполненными аммонитами), которые перемежаются с «аднетской фацией» (т. е. с глубоководными красными и пятнистыми слоистыми мергельными и тонкослоистыми комковатыми известняками, также переполненными аммонитами); переслаивается с позднелейасовыми, по-видимому, глубоководными карбонатными слоистыми криноидными аммонитовыми известняками с кальпионеллами (типичная глубоководная форма наннопланктона, по Л. Б. Рухину), пелитовыми формациями (сланцы с посидониями и аптихами) и глубоководной радиоляритовой. Общая мощность лейаса местами сильно сокращена в Восточных Альпах, хотя представлены все его ярусы (мощность тоара тут всего 10 м).

Лейасовая «аднетская фация» установлена А. Гансером даже у границы Гималаев и Ладакха, в покрове Киогар. Ее пермские и

триасовые аналоги отмечены в верхнем палеозое Тетиса, в Памирском смятии, а также в островных дугах Индонезии, Японии.

По мнению авторов, к рассматриваемому семейству можно отнести карбонатные формации, слагающие основную часть мало-мощных (до 300 м) пермо-триасовых отложений Срединного и Южного Памира, и, по-видимому, Восточного Каракорума. Эти формации, в основном переотложенные турбидитные, но частью неперотложенные, местами до мелководных включительно (в разрезах этих формаций, имеющих в целом глубоководное происхождение, изредка наблюдаются 2,5—5-сантиметровые волноприбойные знаки ряби, свидетельствующие, что в ходе их образования временами проявлялись мелководные условия).

Оозовая карбонатно-силицит-турбидитная формация — карбонатно-кремнисто-глинистая (турбидитная) формация, по И. О. Мурдмаа [20], представлена в маастрихт-эоценовых отложениях (60—350 м) Северо-Западной Атлантики. Связана с Бермудским поднятием и его склонами, погружающимся к заполненным пелагическими пелитовыми осадками глубоководным океаническим впадинам Северно-Американской котловины, образующим равнину Гаттерас — на северо-западе и равнину Нейре — на юго-востоке (где мощность максимальная). Современные их глубины превышают 5 км. Оозовая карбонатно-силицит-турбидитная формация образовалась после предпалеогенового перерыва, отделявшего подстилающую поздне меловую пестро-красноглинную оозовую формацию.

Наиболее характерная литологическая особенность формации — это ритмическая слоистость турбидитов, но турбидитов особых («пелагических», по И. О. Мурдмаа). Она представляет ритмичное чередование следующих элементов: 0—I ЭР — грубые градационно-слоистые слои, преимущественно состоящие из переотложенных раковинок радиолярий и спикул губок, реже из алевроитовых зернышек. Детальные гранулометрические исследования, сделанные Маккейем, выявили четкую градационную текстуру тонкозернистых, внешне гомогенных средних частей ритмов, доказывая их турбидитную природу; II ЭР — глинисто-радиоляриевые, пелитовые или мергельные слои, отличающиеся проявлением диагенетического (по мнению исследователей) окремнения пород, связанного переотложением кремнезёма и выраженного, в частности, в образовании выдержанного сейсмоотражающего горизонта «А».

Авторы считают, что аналогом этой формации, возможно, является пермо-триасовая ганско-кобригенская карбонатно-силицит-турбидитная формация Южного Памира и Каракорума, чередующаяся с охарактеризованной выше одноименной карбонатно-турбидитной формацией.

По данным В. П. Новикова, о глубоководности пермо-триасовой карбонат-силицитовой формации Южного Памира свидетельствует ее малая мощность, отсутствие следов размыва, угнетенность фауны. Он считает ее хемогенной. Однако отложение хемогенной кремнекислоты и карбонатов требует резко различных кон-

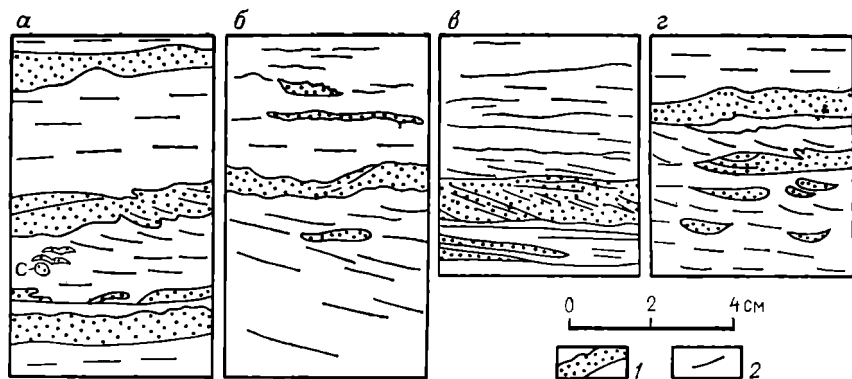


Рис. 111. Характер текстур (а—г) в раннепермской карбонатно-силицит-турбидитной формации. Южный Памир, р. Боз-Тере (Южная):

1 — флюксотурбидитные алевролиты с доннотечениевой косо́й сло́йчатостью; 2 — сингенетично-эпигенетические черные кремни по известнякам с такой же и параллельной сло́йчатостью. Видны следы подводных оползаний; С — сколит

центраций водородных ионов. Совместное их отложение можно объяснить только накоплением пелагических карбонатных и кремнистых микроаракинок, что наблюдается в современных океанах на глубинах от 3 до 4,5 км.

Подобно современным карбонатно-турбидитным осадкам, породы описываемой формации Южного Памира, по наблюдениям авторов, имеют признаки деятельности турбидитных (мутевых) потоков и производных от них флюксотурбидитных (доннотечениевых) потоков. Кроме того они переслаиваются с пелагическими оозовыми карбонатными фораминиферовыми и силицитовыми плами и с аналогами красноглинных оозов. Многократное чередование этих пород друг с другом обуславливает развитие микроритмичности.

В разрезе микроритмосерий ритмично чередуются ленточные слои (рис. 111, 112).

0ЭР — карбонатный турбидит, который местами, по-видимому, включает аналоги «дикого флиша», представляющие продукты оползания и будинирования полуотвердевших карбонатных осадков в виде конгломератовидных известняков, образующих слои до 3 м. Ранее они считались продуктами внутриформационного размыва. В них встречаются угловатые обломки (щебень). Сползавшие плоские обломки частично наклонены против направления стекания, но могут быть ориентированы поперек наложения, что типично для грязевых потоков. Судя по составу фораминифер, в них бывают смешаны обломки пород памирского и мургабского ярусов, что свидетельствует о довольно значительной дальности их переноса турбидитными потоками.

Эти осадки переходят в карбонатный турбидит, представленный градационнослоистым мусорным известняком; к основанию образуемых им слоев размеры карбонатных зерен возрастают до

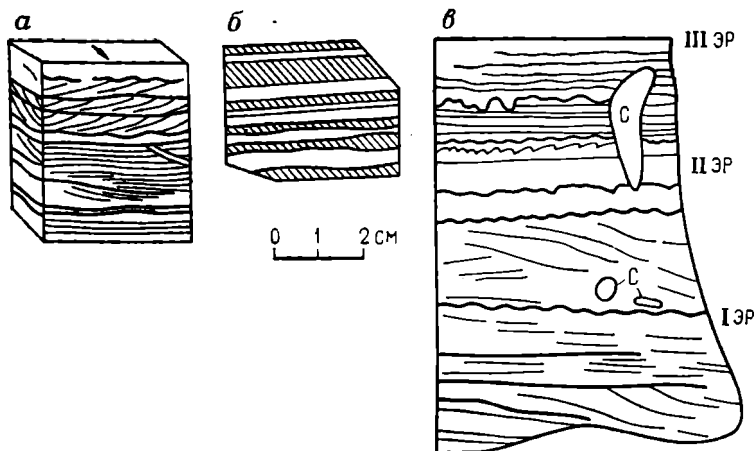


Рис. 112. Верхнепермская карбонатно-силицит-турбидитная флишеидная формация. Южный Памир, ур. Мамазаир-булак:

а — серые слоистые микрофлишеидные известняки с флюксотурбидитной односторонней косой слоистостью, следами размыва, микрооползнями; *б* — карбонатные микрофлишеидные ленточные (заштрихованы темные полоски); *в* — темно-серые известняки с узорами («подводно-почвенными») текстурами, сколитами (С); I ЭР—III ЭР — элементы ритмосерий

песчаной градации, а выше преобладает алевритовая и пелитовая.

I ЭР — карбонатный флюксотурбидит, зернистые разности желтоватых и серых обломочных известняков которого состоят из обломков песчаной размерности с переотложенными фораминиферами и многоярусной односторонней косой слоистостью, типичной для донных течений. В целом отложения этой формации глубоко-водные (кроме отдельных слоев). Об этом говорит нахождение в них хемогенно-биогенных силицитов с радиоляриями и скоплениями кремниевых губок. Часть вещества сингенетичных силицитовых осадков была позднее переотложена в процессе послойного и жильного метасоматического окремнения известняков, что обычно наблюдается в современных абиссальных оозовых формациях. Иногда в этих отложениях наблюдаются следы оползания.

II ЭР — пелагические фиолетовые, зеленые или же пятнистые и полосчатые лиловато-зеленые мергели или известковые сланцы. Столь редкая для морских отложений красноватая окраска осадков, в сочетании с вероятной их глубоководностью, наводит на мысль о том, что они, возможно, являются древней разновидностью глубоководных абиссальных оозовых красных глин, несколько обогащенной известью, которая представляет остатки от растворения погружавшихся раковинок планктонных фораминифер. Очевидно, что глубина их отложения была несколько меньше тогдашней критической глубины карбоната накопления. Пятнистая окраска этих пород может говорить о наложении восстановительных эксгальционных процессов. Иногда II ЭР бывает сложена зеленоцветными и сероцветными известково-пелитовыми породами.

В описываемой формации набор пород и их петрографические особенности изменяются в каждой следующей пачке и по их простиранию. Местами они выклиниваются, что может объясняться отложением описываемого комплекса в пределах пологих субокеанических сводовых подводных поднятий и на их склонах, возникших в это время в отдельных зонах субокеана Тетис и препятствовавших приносу терригенного материала.

Абиссальная карбонатно-флишевая формация располагается на океанической ступени за пределами склонов океанских поднятий на плоском дне прилегающих к ним участков выровненных и протяженных океанических абиссальных равнин глубиной до 3—4 (4,5) км. Мощность формации до 0,8 км. Она отличается от океанических карбонатно-турбидитных формаций плоским залеганием слоев и совершенной их микроритмичностью.

Часть плосконаслоенных кокколито-фораминиферовых оозовых формаций, отложенных на дне океанских котловин, например, вблизи поднятий, подобных Бермудским островам (по Эриксону), может считаться современным аналогом карбонатно-флишевых формаций.

Глава 23

ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Термин «галогенные формации» (соленосные формации, по А. В. Пейве; галитовые, по Н. М. Страхову; эвапоритовые, по У. Крумбейну) впервые применен в СССР А. А. Ивановым в 1958 г.

Сюда относятся формации (хемогенные и эксгальационно-осадочные), сложенные в основном галогенными породами (т. е. состоящими из легкорастворимых хлоридных, сульфатных минералов), а также сопряженными с ними карбонатными и пелитовыми. Нередко они состоят преимущественно из пелитовых пород с подчиненными им слоями гипса, тенардита, галита и других солей.

Разделение и номенклатура галогенных пород мало разработана. Я. Я. Яржемский предлагает применять разделение их по количественным соотношениям породообразующих минералов. Следует лишь несколько уточнить предлагаемые градации, приняв обычную, более равномерно градуированную сетку для разделения процентного содержания отдельных породообразующих галогенных минералов, а именно: 1) более 50; 2) 50—25; 3) 25—10; 4) 10—5; 5) менее 5 %.

Пока еще нельзя обосновать классификацию типов отдельных галогенных формаций как сообществ галогенных пород на основании разделения последних и установления их количественных соотношений (к чему приближается последняя классификация, предложенная М. А. Жарковым [11]). Поэтому, подобно пневматолито-гидротермальным, галогенные формации различаются друг

от друга главным образом по составу ассоциаций (генераций) минералов, преобладающих в тех галогенных породах, из которых сложены эти формации.

Первоисточником вещества галогенных пород и формаций являются продукты выветривания и газообразные поствулканические выбросы. Последние резко преобладают, согласно расчетам Рабея.

В табл. 29 приводятся результаты подсчета общего количества летучих веществ (вода, углекислота, хлор, азот, сера, водород, бор и т. п.), содержащихся в атмосфере, гидросфере, биосфере, а также захороненных в осадочной оболочке. В том числе в последней находится преобладающая доля CO_2 , Н, В, Вг, J и около половины S от общего количества этих компонентов.

Параллельно в табл. 29 приведены расчетные данные о количестве каждого из этих веществ, которое могло быть получено из материнских изверженных пород, соответственно общему количеству остаточных кварцевых и алюмосиликатных отложений, скопившихся в той же осадочной оболочке. Это количество оказывается намного меньше, чем то наличие летучих веществ, которое зафиксировано в осадочной оболочке. Избыточное сверх этого количество их могло поступить в осадочную оболочку только в виде поствулканических газов, первоначально выброшенных из недр Земли в атмосферу, гидросферу, и лишь затем было заимствовано осадочными формациями.

Концентрация растворов путем испарения возможна только в сухом (аридном) климате и только среди континентальных и реже

Таблица 29

Общий геохимический баланс некоторых газообразных веществ в осадочной и других оболочках Земли (в 10^{14} г). По Рабею

Показатели	H_2O	В расчете на CO_2	Cl	N	S	H, B, Вг, J и т. п.
Содержится в современной атмосфере, гидросфере и биосфере	14 600	1,5	276	39	13	1,7
Захоронено в осадочной оболочке	2 100	920,0	30	4	15	15,0
Итого:	16 700	921,5	306	43	28	16,7
Получено при выветривании магматических формаций	130	11	5	0,6	6	3,5
Избыточное количество, заимствованное из эндогенных пневматолито-гидротермальных выбросов	16 600	910	300	42	22	13

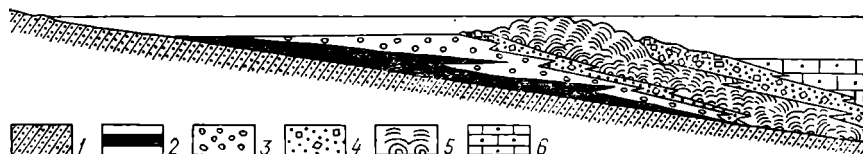


Рис. 113. Реконструкция условий образования позднерифейской галогенной мелкозаливной гипсовой и сопутствующих ей формаций. Австралия. По А. Д. Стюарту:

1 — цоколь, 2 — битуминозные доломиты, 3 — гипсы, 4 — рифовая брекчия, 5 — риф (строматолиты), 6 — известковые песчаники

окраинно-материковых формаций, где они и находятся. Однако даже здесь доля галогенных осадков составляет (по Линдгрену) только около 0,5 % от массы всех осадочных формаций. Этот показатель, возможно, почти удвоится, если учесть огромные массы солей, сконцентрированные на дне Средиземного моря в недавно открытой миоценовой мессинской формации.

Древнейшие галогенные формации (главным образом гипсовые) зафиксированы в Австралии в отложениях рифея (рис. 113). В Соляном кряже (Индия) древнейшие скопления гипса и галита относятся к венду, в Сибири — к кембрию.

Эволюция и усложнение состава галогенных формаций происходили в течение геологической истории (главным образом, данные М. А. Жаркова [11]):

- 1) в позднем рифее и венде — лагунные соляно-гипсовые;
- 2) с кембрия — центрально-озерные галит-глауберитовые;
- 3) с варисского цикла (с перми) — полигалогенные (калиеносные) сульфаты (сохраняются в альпийском);
- 4) с мела — то же с бишофитом, тахгидритом (рифтовые);
- 5) с палеогена — также центрально-озерные содовые.

Орогидрографически обусловленные семейства галогенных формаций, выделяемые авторами, связаны с разными типами эвапоритовых бассейнов. Среди них М. А. Жарков выделяет следующие: 1) озерные и себхи (относятся к центрально-озерному фациальному комплексу); 2) закрытые морские заливы и лагуны (относятся к прибрежному); 3) внутренние эпиконтинентальные моря, удаленные от океана или 4) близкие к нему (относятся к неритовому удаленному); 5) рифтовые окраинно-океанические моря и 6) моря средиземноморского типа (относятся к предконтинентальному батинальному комплексу).

М. А. Жарков рассматривает эволюцию эвапоритовых бассейнов с их тектонической позиции в течение геологической истории (им не упоминаются древнейшие солеродные позднерифейские бассейны Австралии, возможно, относившиеся к неритовому удаленному комплексу).

1. Позднерифейские (?).

2. Кембрийские — относились главным образом к рифтовым окраинным морям, располагавшимся на краях платформенных проконтинентальных регионов.

3. Силурийские, девонские, пермские — в связи с внутренними эпиконтинентальными морями каледонских и варисских краевых прогибов.

4. Юрские — в связи с морями, расположенными на окраинах молодых континентов.

5. Миоценовые — связаны с морями средиземноморского типа и альпийскими краевыми и межгорными прогибами.

По данным М. А. Жаркова, в палеозое зафиксировано 278 галогенных комплексов (площади до $n \cdot 10^5$ км², реже до $n \cdot 10^6$ км²). В том числе: сульфатные $15,7 \cdot 10^6$ км² ($3,6 \cdot 10^6$ км³), галитные $7,45 \cdot 10^6$ км² ($2,9 \cdot 10^6$ км³) и калиеносные $14,6 \cdot 10^5$ км² ($1,8 \cdot 10^4$ км³). Основными периодами накопления галитов являлись ранний и средний кембрий (43,8 %) и пермь (43,5 %), гораздо менее значительными девон (5,2 %) и карбон (5,8 %), еще менее в силуре и ордовике, а всего в палеозое $2,8 \cdot 10^6$ км³. Калийные соли отложились преимущественно в перми (95,3 %). В раннем палеозое эвапоритовые бассейны располагались локально, не образуя общего солеродного пояса; в среднем и позднем палеозое, вероятно, существовал только один аридный пояс. В мезозое и кайнозое солеобразование наследовало черты позднепалеозойского. Шире проявились озерные формации, включая сульфат-натровые, развившиеся главным образом с неогена.

В некоторых обширных внутриконтинентальных районах, которые в течение своей истории многократно оказывались в пустынном климатическом поясе, происходило неоднократное повторное образование галогенных формаций. Например, в США они возникали во всех геологических периодах, начиная с ордовика, особенно в перми, юре и мелу (рис. 114). Всего здесь выделено до 70 эвапоритовых формаций, обособленных друг от друга по возрасту или же ареалам распространения.

По мнению А. П. Капченко, к осадочным бассейнам, содержащим мощные галогенные формации, приурочено около 60 % известных гигантских нефтяных и газовых месторождений, содержащих 89 % мировых запасов нефти и 80 % запасов природного газа. Одни бассейны, где соляные залежи значительно преобладают над несоленосными, образовались при некомпенсированном прогибании, другие, в которых наблюдается обратная картина, — при компенсированном.

Мелкие скопления галогенных пород могли возникать в пустынном климате в любых водоемах, в частности, в мелких недолговечных озерах аллювиальных равнин, какие при обсыхании этих озер переходили в солончаки (рис. 115). Но в значительных масштабах испарение и отложение галогенных формаций может происходить в пустынном климате только в крупных длительно существующих бассейнах, куда соленые воды дополнительно поступают с суши или из моря. Это имеет место в центральных озе-

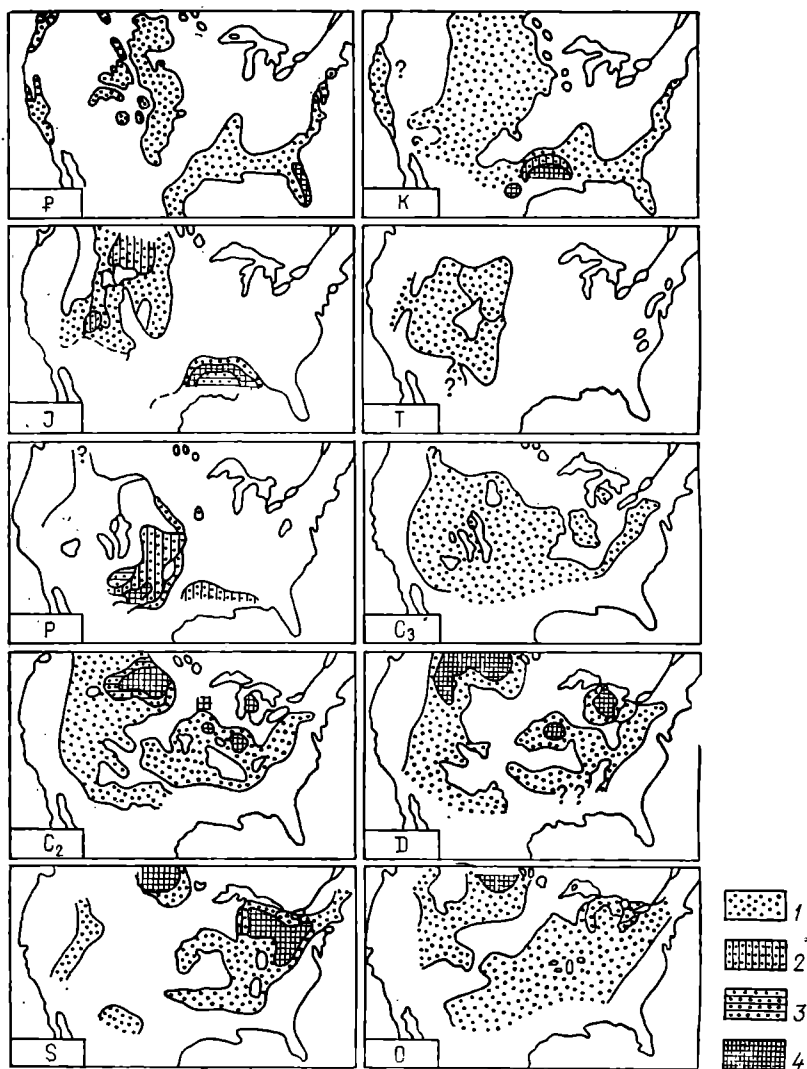


Рис. 114. Ареалы галогенных эвапоритовых формаций США по периодам. По У. Крумбейну:

1 — эвапоритовые формации, подстилаемые и перекрываемые краспоцветными, 2 — то же, подстилаемые краспоцветными, перекрываемые карбонатными, 3 — то же, подстилаемые карбонатными, перекрываемые краспоцветными, 4 — то же, подстилаемые и перекрываемые карбонатными

рах и солончаках, в мелководных лагунных бассейнах, расположенных вдоль берегов морей, а также в глубоководных, но пересыхавших субокеанических впадинах средиземноморского типа.

Накопление лагунных галогенных формаций чаще всего достигает максимума во время регрессии моря, т. е. во второй половине

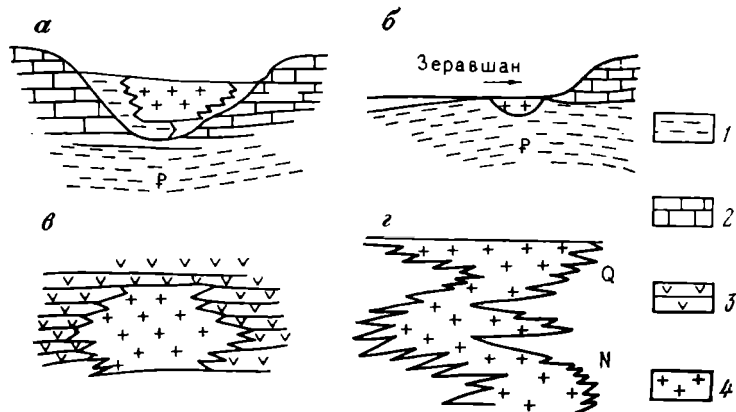


Рис. 115. Галогенные отложения, подчиненные молассовой (равнинно-долинной) формации. Разрезы сухих соляных озер. По И. В. Рубанову:

а — впадина Барсакельмес, б — оз. Денгизкуль, в — озеро в Северо-Западной Фергана; г — озеро в Цайдамской впадине (КНР). Отложения: 1 — пелитовые и алевроитовые; 2 — карбонатные; 3 — гипс; 4 — галит и другие соли

формационного ритма, отлагаясь при этом вслед за накоплением мелководных карбонатных формаций. Однако иногда галогенные осадки, хотя и в меньших массах, образуются также в первой, т. е. трансгрессивной половине. В обоих случаях эти осадки обычно сопряжены с молассовыми или молассовидными формациями: серобурыми — в современных и плиоценовых; красноцветными — в миоценовых и более древних.

По фациальным условиям образования галогенные формации разделяются на пять семейств.

Классификация галогенных формаций

Семейство (центрально-) озерных галогенных формаций:

- озерная гипсовая;
- озерная сульфат-галитная;
- озерная полигалогенная;
- озерная содовая;
- озерная селитряная.

Семейство прибрежных мелкозаливных галогенных формаций:

- мелкозаливная гипс-доломитовая;
- мелкозаливная гипсовая (и гипс-ангидритовая);
- мелкозаливная сульфат-галитная.

Семейство удаленных неритовых лагунных галогенных формаций:

- удаленная неритовая лагунная доломит-гипсовая;
- удаленная неритовая лагунная гипс-ангидритовая;
- удаленная неритовая лагунная полигалогенная калиеносная бессульфатная;

— удаленная неритовая лагунная полигалогенная калиеносная сульфатная.

Семейство предконтинентальных неритовых галогенных формаций:

— предконтинентальная неритовая гипс-галитная.

Семейство предконтинентальных батинальных галогенных формаций:

— батинальная подводно-родниковая рассольная;

— батинальная (?) гипс-галитная.

Семейство центрально-озерных галогенных формаций образуется на континентальной ступени в центральных озерах, заполняющих тектонические впадины. В аридном климате соляные центральные озера нередко пересыхают, превращаясь в солончаки, но позднее вновь возобновляются. Поэтому данное семейство можно было бы также называть солончаково-озерным. Такие галогенные отложения далее кратко называются озерными. Их образование обязано деятельности малоактивного центрально-отстойного фациального пояса, проявляющегося в основном в средней части озер. Вследствие малой энергии рельефа, тут отлагаются галогенные осадки, вместе с карбонатными и пелитовыми.

В это семейство не включены отложения солей озер и солончаков, подчиненных подгорновеерному, равнинно-долинному и эолово-равнинному фациальным поясам.

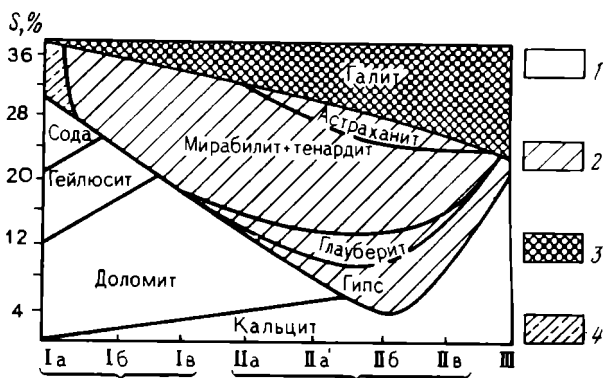
Для отложений центрально-озерных галогенных формаций характерны малые мощности пластов озерных галогенных пород (дециметры, метры, редко первые десятки метров). Однако их общая мощность может достигать многих сотен и даже тысяч метров (до 3,4 км в осадках миоценового Западноферганского озера).

Формации этого семейства в целом мало распространены, составляя не более 5—10% от общего объема галогенных формаций, и появляются, вероятно, начиная с протоплатформенной стадии. В окраинно-материковых провинциях озерные галогенные формации редки. В основном они развиваются во время внутриконтинентальных стадий: постгеосинклинальной, платформенной, постплатформенной.

Е. Ф. Станкевич в 1980 г. разобрал некоторые минералогические отличия озерных отложений от морских. Так, для содовых озер типичны аллофан, каолинит, монтмориллонит (главным образом натриевый), сепиолит, кальциевый полевоый шпат, адуляр, альбит, многие цеолиты (анальцит, натролит, шабазит, клиноптилолит, филлипсит и др.; два последних откладываются также в морях), акмит, кальцит, арагонит, магнезиальный кальцит, доломит, магнезит, сидерит, баритокальцит, витерит, карбонаты и бикарбонаты натрия, мирабилит, тенардит, глазерит, сульфогалит, шенит, вилломит, сирлезит, бура, гаррелсит, тилканконит, лейкосфен. В озерах с водами углемагниевого типа осаждаются магнезиальный кальцит, доломит (последний в мелких осадках возникает при диагенезе). Озерные водоемы сульфатного типа характеризуются осаждением гипса, мирабилита, тенардита, астраханита,

Рис. 116. Общая схема смены типов и подтипов галогенеза в современных озерах засушливой зоны. По Н. М. Страхову.

Озера: 1а — сильно содовые, 1б — умеренно содовые, 1в — слабо содовые; сульфатные озера: 1а' — натриево-магниевые, 1а'' — магниевые, 1б' — натриево-магниевые, 1б'' — магниевые-кальциевые, 1в' — магниевые-кальциевые, 1в'' — хлоридные озера. Стадии: 1 — карбонатная; 2 — сульфатная; 3 — хлоридная (галлит и др.); 4 — сульфатные осадки с большой примесью сульфатов натрия



наличием эпсомита и др. Озерные водоемы хлоридного типа редки. В них кальциевые минералы замещаются содержащими магний и натрий.

По данным Н. М. Страхова, разные типы озерных галогенных отложений укладываются в один общий генетический ряд (рис. 116).

Озерная гипсовая формация наиболее распространена среди озерных галогенных формаций. Мощность пластов гипса измеряется дециметрами или первыми метрами. Гипсы загрязнены пелитовыми частицами, обычно имеют белый, сероватый цвет, как и те пласты соленосных и гипсоносных озерных глин, которым они подчинены. Постплатформенные современные озерносоленчаковые гипсовые отложения широко распространены в засоленных понижениях в Средней Азии (Центральная Фергана, Айдарский солончак у подножий хр. Нуратау и др.), а также в Центральной Азии.

Ее ископаемыми представителями являются миоценовая верхнегобийская озерная гипсоносная формация, которая отдельными пятнами встречается в тектонически подпруженных понижениях Нарынской впадины, Южнотаджикской депрессии (в хр. Аруктау-Вахском, западнее р. Сурхан-Дарья у Майдана и др.), а также отложения Западной Ферганы, быстро замещающиеся молассами за пределами Западноферганского озера, имевшего длину около 70 км и питавшегося водами р. Сырдарья. Вмещающие глины были отложены в пресных озерных водах (судя по составу водных вытяжек, по Л. Д. Шпоре). Кроме пластов непереотложенного тонкокристаллического гипса имеются многочисленные слои обломочного кристаллического гипса, переотложенного реками и характеризующегося наличием русловой косой слойчатости.

Постгеосинклинальный подвид подчинен раннемеловой молассовой зелено-красноцветной формации Средней Азии (в Южной и Восточной Фергане, в Южнотаджикской депрессии и т. д.).

Термин «озерная сульфат-галлитная формация» предложен А. Г. Бергманом и В. Н. Щербиной в 1950 г. В этой формации преобладают озерные пелитовые породы зелено-серой, красноватой до

лиловой окраски, имеются слои гипса, прослои и линзы галита, эпсомита (возникшего при диагенетическом распаде астраханита), тенардита (образовавшегося при диагенезе из глауберита и при обезвоживании мирабилита), редко шенита (Чили) и др.

Постплатформенный подвид сопряжен с четвертичными серобуроцветными мелководными формациями в Фергане — Шоркан, в Прикаспии — Узунсу и в Центральной Азии — озера Лобнор, Гишун. Акчагыльская аральская озерная глауберитовая формация протягивается от южной части Аральского моря-озера через холмы Кушканатау (низовья Амударьи) в северо-западную. Содержит гипс, тенардит в промышленных количествах. В ранненеогеновых и более древних отложениях она сопряжена с зелено-красноцветными молассовыми формациями. Миоценовая верхнегобийская озерная сульфат-галитная формация встречается в Тянь-Шане преимущественно в подпиржавившихся западных участках ряда межгорных котловин: Иссык-Кульской, Кочкорской (мощность тенардита и галита превосходит 80 м), Нарынской, Ферганской и др.

Платформенный подвид представлен современными озерно-солончаковыми отложениями с залежами галита, астраханита и других минералов, известными в низовьях Заволжья (озера Баскунчак и Эльтон), на Устюрте (озеро-солончак Барсакельмес с запасами хлористого натрия около 17 млрд. т).

Озерная полигалогенная формация (см. рис. 116) имеет еще более сложный состав: кроме гипса, галита, тенардита, эпсомита, иногда шенита, содержит то калиевые соли, то бораты, то те и другие вместе.

Постплатформенный подвид приурочен к отложениям современных пайдамских боратоносных солончаков и озер Китая, отложениям четвертичного оз. Серлс в Калифорнии (мощность около 100 м), сложенным сульфатами и хлоридами с промышленными концентрациями боратов, солей калия, лития. Рапа последнего озера настолько обогащена вольфрамом, что в ней содержится около половины всех запасов этого металла, имеющихся в США.

Озерная содовая формация известна только с палеогена и имеет небольшое распространение. Современные примеры содовых озер отмечены в Забайкалье и Западной Сибири; большой известностью пользуются оз. Натрон в Африке и вышеупомянутое оз. Серлс в Калифорнии.

Ископаемым примером, имеющим промышленное значение, является эоценовая формация Уилкинс-пик бассейна р. Грин-Ривер (штат Вирджиния, США). Здесь обнаружено много минералов, ранее считавшихся редкими, в том числе давсонит, являющийся сырьем для получения не только соды, но и глинозема.

Семейство прибрежных мелкозаливных галогенных формаций образуется в средней части континентальной ступени рельефа по границе между семействами молассовых формаций и прибрежных илировых, в пределах динамически малоактивных мелкозаливного и центрально-отстойного фациальных поясов.

Отложения формаций осаждаются в мелких заливах, краевых лагунах, отшнуровавшихся непосредственно от нормального морского бассейна или же от опресненного лагунного, частично отделяясь от них волноприбойными косами, русловыми насыпями (лиманы, возникающие в дельтах) или же зарождающимися антиклинальными складками. Чаще всего мелкие заливы по мере испарения пополняются водами, поступающими из смежных крупных водоемов.

По данным Е. Ф. Станкевича, из морской воды при ее испарении выпадают: кальцит, гипс, галит, эпсомит, гексагидрит, сильвин, карналлит и бишофит. Отмечается вторичное или преимущественно вторичное (диагенетическое) происхождение многих минералов, встречающихся в морских галогенных формациях, включая: каинит, гергейит, сингенит, шёнит, монит, лангбейнит, глауберит, астраханит, левеит, вантгоффит, глазерит, мирабилит, тенардит.

Мелкие заливы иногда полностью пересыхают и превращаются в такыры. При увлажнении климата за счет увеличения количества солоноватых вод, поступающих в мелкий залив из главного бассейна, осуществлялось торможение или прекращение накопления солей, состав которых ограничивался выпадением доломита, гипса, сульфатов натрия, магния, совместно с чередующимися с ними пелитовыми пачками. Например, в Кара-Богаз-Голе (по А. И. Дзенс-Литовскому) за последние 10—12 тыс. лет образование пачек мирабилита (или тенардита), астраханита, эпсомита, галита, гипса четырежды ритмически чередовалось с отложением глин. Поэтому в таких заливах, вопреки популярной ранее теории баров (по Оксенюсу), не могли образоваться мощные залежи солей.

Мелкозаливная гипс-доломитовая формация представлена платформенным подвигом — среднеэоценовой алайской формацией Ферганского залива, отшнуровавшегося от открытого моря. По берегам залива в Восточной Фергане под влиянием его опреснения речными водами откладывались известняки, доломиты (волноприбойные и с косой слоистостью типа донных течений), западнее, ближе к центру Ферганы, замещающиеся гипсами. Ее аналогом является палеоэоценовая бухарская гознауская формация Ферганской, Зеравшанской, Южнотаджикской депрессий.

Мелкозаливная гипсовая формация (см. рис. 113) образуется в мелких заливах, возникавших цепочками вдоль берегов моря или опресненных лагун. При трансгрессии или регрессии кайнозойских и мезозойских морей в результате испарения чаще всего откладывались гипсы, подчиненные пестроцветным зелено-малиновым глинам. Примером служит платформенная раннеолигоценная верхнесумсарская гипсовая формация, залегающая на восточных берегах Ферганского и Южнотаджикского морей между позднеэоценовыми мелкозаливными сумсарскими малиновыми глинами и налегающей олигоценной шурысайской молассовидной зелено-красноцветной формацией.

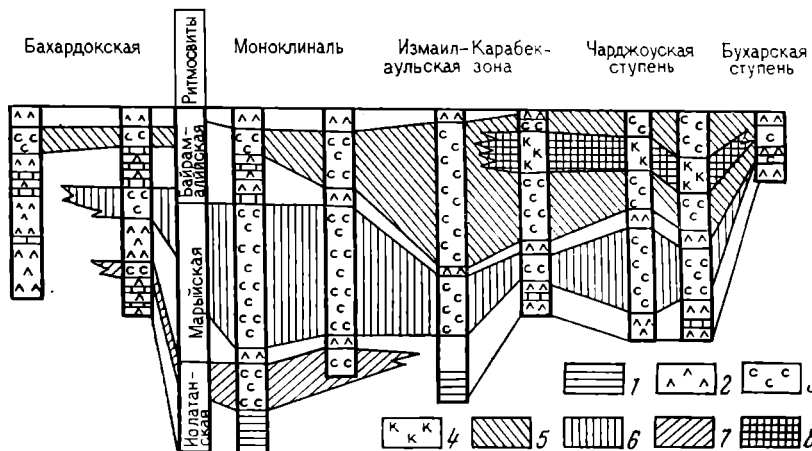


Рис. 117. Ритмично залегающие удаленно-неритовые галогенные формации. Верхняя юра. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. По М. А. Жаркову и др. Формации: 1 — карбонатные, 2 — ангидритовая, 3 — гипсовая, 4 — полигалогенная, 5 — ангидритовая байрамалийская, 6 — то же, марыйская, 7 — то же, молатайская, 8 — полигалогенная калиеносная байрамалийская

Мелкозаливная гипс-ангидритовая формация довольно широко распространена, например, в разрезах меловых отложений Средней Азии и имеет незначительную мощность (метры).

Мелкозаливная сульфат-галитная формация представлена тремя подвидами.

Постплатформенный подвид: четвертичная формация залива Кара-Богаз-Гол. Здесь вода Каспийского моря откладывала соли в порядке их растворимости. Рапа имеет промышленное значение для извлечения сульфата натрия. В донных отложениях Кара-Богаз-Гола маломощные пачки гипса, мирабилита, галита ритмически чередуются с преобладающими пелитовыми осадками.

Платформенный подвид: на шельфе (в Ливии, в заливе Сирт) современная сульфат-галитная формация накапливается в мелких заливах, отгороженных барами, и в себхах на площади до 1000 км². Отложения формации представлены гипсом, магнезитом, галитом, доломитом, которые накапливались в межзерновых пустотах песчаных и алевроитовых отложений.

Постгеосинклинальный подвид: раннемеловая льянская формация сопряжена с гипс-доломитовой и содержит гипс, эпсомит. Она залегает среди зелено-красноцветной молассовой формации.

Семейство удаленных неритовых лагунных галогенных формаций (рис. 117) образуется в конце континентальной ступени в обширных мореподобных лагунных неритовых бассейнах. Относящиеся к нему галогенные формации откладывались в протяженных краевых прогибах, вытянутых вдоль края смежного геосинклинального бассейна и отгороженного от него тектоническими поднятиями. В зависимости от строения последних и от характера

развития вертикальных тектонических движений связь таких лагун с открытым морем то затруднялась, вызывая в сухом климате их осолонение, то усиливалась, что способствовало некоторому их опреснению.

Своим образованием удаленные неритовые галогенные формации обязаны деятельности малоактивного центрально-отстойного фашиального пояса. Вследствие малой энергии рельефа успевали осадиться не только пелитовые и карбонатные илы, но и весь ряд галогенных осадков, вплоть до наиболее растворимых, концентрически оседающих у центра лагуны.

В таких условиях могло доходить до конца развитие всех этапов кристаллизации рассолов морских вод, возникали мощные и развитые по площади галогенные формации со сложным и разнообразным набором минералов и сопутствующих им редких химических элементов.

Различные по составу удаленные лагунные формации нередко сопряжены друг с другом. Ближе к краям лагун накапливалась преимущественно илриновая (песчано-пелитовая) формация, затем лагунная гипсоносная и далее от берегов соленосная (например, в кунгурском ярусе Предуралья, в Прикарпатье и др.). По направлению к центральным участкам впадин эти формации сменяются осадками все более растворимых солей, иногда вплоть до калийных. Мощные галогенные формации этого типа образуют соляные интрузии, которые и сейчас развиваются в Средней Азии (г. Ходжа-Мумин), в Иране и др.

Описываемые ниже удаленные лагунные галогенные формации, согласно опытам Я. Г. Вант-Гоффа, Н. С. Курнакова и др., отвечают разным последовательным ступеням галогенеза и концентрации морских вод, выпаривающихся в крупных лагунных бассейнах.

Удаленная неритовая лагунная доломит-гипсовая формация отвечает первой ступени лагунного галогенеза. По данным Г. И. Теодоровича, по мере выпаривания морских вод, на разных ступенях концентрации последовательно выпадает в осадок следующий ряд пород: известняк, доломитовый известняк, доломит, доломит с гипсом, доломит с ангидритом, гипс и ангидрит, то же с целестином и флюоритом. Таким образом, в ходе развития галогенных формаций описываемая лагунная доломит-гипсовая формация сменяется следующей, лагунной гипс-ангидритовой.

Удаленная неритовая лагунная гипс-ангидритовая формация (по Л. Б. Рухину [35]) образуется в условиях сухого климата во внутриконтинентальных провинциях, реже в окраинно-материковых (геосинклинальных ядерных и квазиплатформенных). Имеет то небольшую мощность (метры), то значительную (десятки, сотни метров). К этому типу относится большинство мощных постгеосинклинальных позднепермских гипс-ангидритовых формаций, сопровождающих сульфат-галитные формации, в том числе калиеносные (Предуралье); также позднеюрская дагестан-памирская гипс-ангидритовая формация, мощность которой в Гаурдаке (Туркмения) достигает 900 м. Последняя накрывается и замещается молассовой

зелено-красноцветной формацией, в сторону моря ее замещает байсунский прибрежный карбонатный комплекс, на востоке она достигает района оз. Ранкуль (Северный Памир).

Удаленная неритовая лагунная сульфат-галитная формация обычно отлагается в конце ритмокомплекса (в конце морской трансгрессии) поверх гипс-ангидритовой формации, с которой она тесно сопряжена. Представлена в нижнем миоцене Прикарпатья.

Постгеосинклинальный подвид представлен в Предкавказье титонскими ангидритовыми и ангидрит-галитовыми образованиями, которые имеют мощность 1260—1341 м и подстилаются сопряженными с ними кимериджскими карбонатными слоистыми и рифогенными (до 350 м) формациями.

Удаленная неритовая полигалогенная калиеносная бессульфатная формация (галогенная бессульфатная полноразвитая, по Н. М. Страхову) включает частично прибрежные, но преимущественно удаленные лагунные формации. В них, вследствие дальнейшего повышения концентрации растворов, кроме перечисленных выше солей, вслед за сульфат-галитной формацией откладывалась характеризующаяся, включающая также наиболее легко растворимые бессульфатные калийные и магниевые (сильвин, карналлит, бишофит и др.). Отсутствие сульфатных солей калия и магния в Предуралье (Соликамск) Г. Г. Уразов объяснял тем, что в лагуны, расположенные среди пустыни, в которых отлагалась данная формация, все же кое-где впадали реки, приносившие кальцево-бикарбонатные воды.

Постгеосинклинальный подвид представлен позднеюрской гаурдакской формацией в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Ее отложения накапливались в лагунах, а также на соляных таках, возникавших во время высыхания последних.

Удаленная неритовая полигалогенная калиеносная сульфатная формация (галогенная сульфатная полноразвитая, по Н. М. Страхову) имеет еще более сложный состав. В ней кроме солей, типичных для предыдущей полигалогенной калиеносной бессульфатной формации, содержатся сульфаты калия (в полигалите, леоните, глазерите, шёните, лангбейните и др.) и магния (в леоните, шёните, лангбейните, астраханите, кизерите и др.).

Физико-химические опыты Я. Г. Вант-Гоффа, Н. С. Курнакова и их последователей показали, что парагенезис солей, свойственных этой формации, получается при кристаллизации морских вод и, следовательно, осуществляется в лагунах, куда не попадают речные воды.

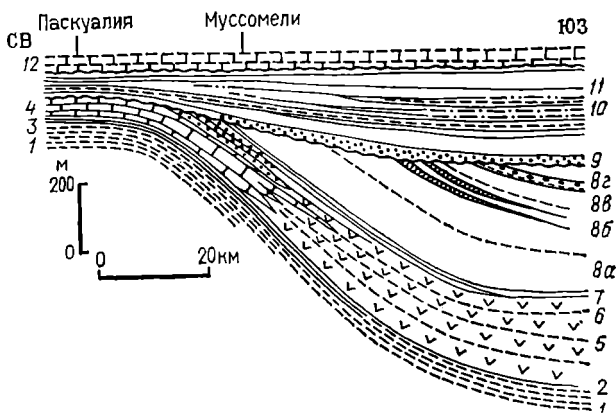
Постгеосинклинальный подвид — цехштейновая стассфуртская удаленная лагунная полигалогенная калиеносная сульфатная формация (ФРГ), имеющая крупное промышленное значение.

Семейство предконтинентальных неритовых галогенных формаций образуется в мелких заливах, расположенных внутри геосинклинальных или квазиплатформенных областей.

Предконтинентальная неритовая гипс-галитная формация представлена геосинклинальным подвидом: меотическая мессинская

Рис. 118. Разрез неотчетливых мессинских галогенных и сопутствующих им формаций на о. Сицилия. По Б. Ш. Шрейберу и др.:

1 — раннемессинские мергели; 2 — белые мергели; 3 — формация Триполи; 4 — базальные известняки; 5 — слои гипсов Каттолика; 6 — гипсовые «турбидиты»; 7 — мергельно-ангидритовая базальная брекчия; 8а — 8г — различные зоны галита и поташа, накрываемые ангидритом (г); 9 — несогласие и гипсовый слой; 10 — гипсовые слои Паскуалия; 11 — то же, Аренцоло; 12 — формация Труби



гипс-галитная формация на о-ве Сицилия. М. Шрейбер, Г. Фридман и др. отмечают, что отложения соли мессинского горизонта, выходящие на о-ве Сицилия, включают наземные отложения, состоящие из нодул переотложенного гипса, грубообломочные неотсортированные и мелкообломочные гипсы, переходящие в пелитоморфные. Они переслаиваются с другими кластическими осадками разных зон водоема (например, волноприбойными, обладающими характерной косой слоистостью, относящимися к приливно-отливной и промежуточной зонам водоема и до глубоководных включительно). Наблюдается ритмическая перемежаемость ангидрита и кальцита. В последнем имеются желобковые и орнаментационные текстуры, образованные вблизи приливно-отливной зоны. Присутствуют галит, поташ и другие соли, свидетельствующие о солеобразовании в чашеобразных бассейнах.

Описанный Гессозо-Соливаро (рис. 118) «градационный турбидит» обладает отчетливой однонаправленной косой слоистостью потокового типа и напоминает аналогичные русловые гипсы, подобные, например, миоценовой или плиоценовой озерной гипсоносной формации Западной Ферганы. Этот исследователь считает, что данная формация была отложена в удаленных неритовых лагунных условиях.

Миоценовые соляные формации в рифте Красного моря и аптская соляная формация в рифтовых грабенах юго-западного побережья Африки откладывались параллельно с развитием рифтогенеза.

Семейство предконтинентальных батинальных галогенных формаций, в отличие от батинальных терригенных, силицитовых и карбонатных формаций, образовывалось только в прежние геологические периоды и было обязано развитию бассейнов типа межконтинентальных морей — например, Средиземное море или Мексиканский залив в кайнозой. Только в таких больших солеродных бассейнах могли накапливаться отложения солей, которые по мощности и протяженности были бы сопоставимы с описываемыми в

данном семействе. В отличие от условий образования других батиальных формаций, водоем, в котором отлагались батиальные галогенные, по-видимому, при их образовании должен был подвергнуться эвапорации и, следовательно, на это время становился мелководным.

Семейство предконтинентальных батиальных галогенных формаций образовывалось в средней части предконтинентальной ступени, на уровне подошвы континентального склона. Относящиеся к нему формации залегают среди подстилающих и накрывающих полого залегающих квазиplatformенных глубоководных терригенных формаций. Поэтому условия его образования необычны и продолжают вызывать дискуссию. По-видимому, при образовании формаций данного семейства, как и при отложении других семейств галогенных формаций, действовали в основном процессы малоактивного центрально-отстойного фациального комплекса. Энергия рельефа была мала. Здесь отлагались галогенные осадки (до галитовых включительно), по-видимому, сопровождаемые пелитовыми илами.

Предпосылкой для выделения батиальной подводно-родниковой рассольной формации явилось обнаружение рудоносных соляных рассолов, выходящих на дне Красного моря. Здесь (по П. Бишофу) на максимальных глубинах до 2420 м выбиваются термальные соляные рассолы (температура 56°) с содержанием соли в 7,5 раза большим, чем в водах океана. Из них осаждаются карбонатные, а также ангидритные кремнисто-карбонатные, марганцовистые и гетитовые осадки, сидериты, железисто-монтмориллонитовые (со сфалеритом) сернистые руды (богатые моносulfидами железа, марматитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом). Судя по необычному составу отложений, эти источники, скорее всего, могут быть связаны с гидротермами, восходящими по глубинным разломам и раздвигам, обусловившим образование впадины Красного моря. Воды гидротерм могли быть насыщенными солями также при их прохождении через залегающие в глубине галогенные формации.

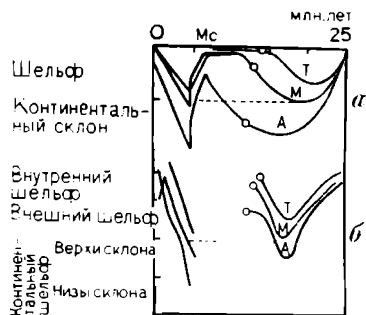
Примером батиальной (?) гипс-галитной формации является мессинская галогенная формация.

По всей площади дна Средиземного моря глубоким бурением и геофизическими исследованиями прослежена квазиplatformенная мезотическая мессинская галогенная формация. Ее средняя мощность около 1 км, а в районе Тунисско-Провансальской впадины она достигает 3,5 км. Сосредоточенные в этой формации запасы хлористого натрия колоссальны: они соответствуют 10 % по массе от всего количества солей, растворенных в водах современных океанов и морей.

Верхнемиоценовый мессинский солеродный бассейн возник 7,0—6,7 млн. лет назад, просуществовав всего 1,3—1,5 млн. лет. По данным Б. Ф. Рнана, анализ микрофауны в дополнение к геофизическим данным (рис. 119) свидетельствует о периодических изменениях глубины Лионского залива, начиная с нулевых отме-

Рис. 119. Изменения глубины Лионского залива:

а — по данным изучения бентосных фораминифер и биофаций, по Кравату и др.; *б* — интерпретация геофизических данных, по Б. Риану. Разрезы: А — Отан, М — Мистраль, Т — Тремонт. Пунктир — кромка шельфа, Мс — мессинский горизонт



ток 25 млн. лет назад, с последующим углублением моря до 0,75—1,0 км, с повторным мессинским поднятием дна до отметок 0—0,2 км и с новым углублением до 1,0—1,2 км перед новейшим обмелением (за пределами залива глубины моря достигали 2,1—2,4 км).

Таким образом, кратковременное отложение мессинской галитной формации было связано с поднятием, осушением моря и эрозией его дна, образованием углового несогласия и срезанием ряда горизонтов миоцена. Средняя скорость накопления осадков в Средиземном море составляла: в миоцене, до начала образования мессинской галогенной формации, от 212 до 384 м/млн. лет, при отложении последней — 20 м/млн. лет; в плиоцене и четвертичном периоде — от 242 до 480 м/млн. лет.

После возникновения современного глубокого субокеанического Средиземноморского бассейна в плиоцене и в четвертичном периоде мессинский галитовый горизонт был смят вместе с накрывающими глубоководными пелитовыми формациями. Образовались тысячи диапировых соляных куполов.

Происхождение мессинской формации вызывало много споров. Были предложены две гипотезы:

1) гипотеза кристаллизации соли под водой на дне глубоководного Средиземного моря при дополнительном поступлении рассолов солей снизу по разломам. Эта гипотеза трудно согласуется с физико-химическими и с геологическими данными, в частности, с обширным и равномерным распространением мессинского соляного горизонта;

2) гипотеза осушения Средиземного моря, произошедшего в конце миоцена вследствие поднятия дна, что соответствует приведенным фактам. При этом некоторые исследователи допускали даже, что на месте Гибралтарского пролива должен был образоваться порог, через который воды Атлантического океана, образуя гигантский водопад высотой в 2 км, длительно переливались в пределы впадины высохшего Средиземного моря и испарялись в образовавшейся тут мореподобной лагуне. Для того, чтобы накопилась соляная формация средней мощностью в 1 км, на месте Средиземного моря должна была испариться толща морской воды

мощностью около 30 км с обычной концентрацией солей около 3,4 %.

Со второй гипотезой согласуются данные М. Шрейбера, Г. Фридмана и др.

Глава 24

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Метаморфической формацией называется естественно-историческое сообщество петрогенетически связанных, сопряженных метаморфических горных пород, образовавшихся в земной коре за счет представителей любой другой группы формаций (осадочной, магматической или же пневматолито-гидротермальной) в результате глубинных термодинамических изменений в условиях определенной геологической среды (т. е. метаморфической фации), возникшей на том или ином этапе или стадии геолого-исторического развития данного региона.

Другие исследователи называли их: формации метаморфических пород, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу; метаморфические комплексы; кристаллические сланцевые формации, по И. Юнгу и М. Року.

Подобно другим глубинным формациям, каждая метаморфическая образуется в определенной изогенетической фации, характеризующейся наложением на определенный изохимический ряд пород определенных изофизических термодинамических условий, в основном зависящих от глубины проявления процесса в земной коре. Ведущее для понимания метаморфизма разделение изохимических (рис. 120) и изофизических рядов образования метаморфических пород (и, добавим, формаций) было обосновано У. Грубенманом и П. Ниггли [9] и развивается многими последующими исследователями.

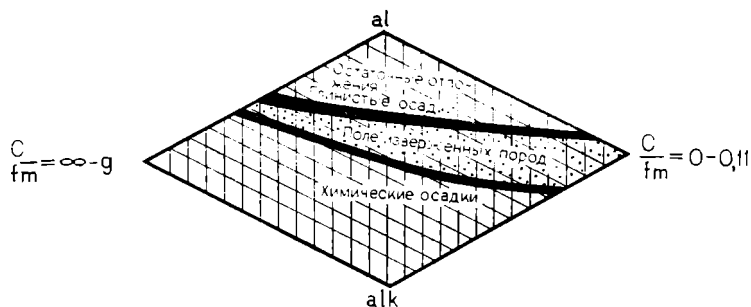


Рис. 120. Поля метаморфизма магматических и осадочных пород и изохимические ряды метаморфических пород в двух сечениях проекционного тетраэдра. По П. Ниггли—Озаниу

Метаморфизм является самостоятельным типом петрогенетических процессов наряду с магматическим, пневматолито-гидротермальным и осадочным. Поэтому так же, как и в остальных случаях, следует выделять столь же самостоятельную петрогенетическую группу метаморфических формаций [23, 28], что было подержано II Всесоюзным петрографическим совещанием в Ташкенте (1958 г.) и на Ленинградском формационном совещании (1979 г.).

К метаморфическим формациям следует подходить с тех же принципиальных позиций и с теми же генетическими установками, как к другим петрогенетическим группам формаций, чем облегчается разрешение многих имеющихся еще трудностей в их понимании и классификации.

В ряде работ по метаморфизму, обобщенных зарубежными (У. Грубенман, П. Ниггли, П. Эскола, Ф. Тернер и др.), а также советскими (А. А. Полканов, Н. А. Елисеев, Н. П. Семененко, Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев и др.) авторами, разобраны различные генетические минералогические критерии, позволяющие типизировать метаморфические породы и их фации. Эти исследования позволяют подойти к объединению таких пород в петрогенетические и фациально обусловленные формационные сообщества. Однако работа в этом направлении требует продолжения, так как процессы образования метаморфических формаций остаются еще недостаточно выясненными.

Влияние изменений температур и давлений на развитие процессов метаморфизма можно рассматривать в статическом разрезе и динамическом. Можно выделить три основные термодинамические группы метаморфических формаций.

1. *Динамотермометаморфическая или регионально-метаморфическая группа*: давление, температура и степень метаморфизма согласованно и зонально возрастают в зависимости от глубины (табл. 30, рис. 121); является наиболее распространенной.

2. *Динамометаморфическая или дислокационная группа* (рис. 122) развивается вследствие возникновения добавочного стресса в зонах интенсивного проявления магма-тектонических процессов, образуя протяженные полосы небольшой ширины (до нескольких километров). При этом давление с глубиной возрастает быстрее, чем повышалась бы температура в условиях одного лишь регионального метаморфизма. Разные типы метаморфических формаций и пород характеризуются в этой группе чрезвычайным непостоянством и часто чередуются в разрезе и плане. Зональность их оказывается нарушенной вследствие неоднократного повторения движений и деформаций, часто различных, к примеру, даже в отдельных ветвях одного разлома. По этой причине зональность, а, следовательно, и фации дислокационного метаморфизма, как правило, могут быть поняты лишь в сравнении с результатами более изученных процессов регионального метаморфизма.

Классификация регионально-метаморфических, преимущественно пелитовых, пород и формаций в Центральном массиве Франции по глубине их образования.
По данным И. Юнга и М. Рока; Г. и Ж. Термье

Зоны и подзоны	Средняя мощность, км
Зона неметаморфизованных пород	4
Зона эпиметаморфизованных пород: подзона верхних слюдяных сланцев с тонкочешуйчатыми слюдами, хлоритом	3—4
Зона мезометаморфизованных пород: подзона нижних слюдяных сланцев со средне- и крупночешуйчатыми слюдами (мусковит, биотит) и альмандином	3
Подзона верхних гнейсов: кроме тех же слюд характерны средне- и крупнозернистые полевые шпаты	4
Зона катаметаморфизованных пород: подзона нижних гнейсов; из числа слюд характерен только биотит	6
Подзона самых нижних гнейсов: характерны полевые шпаты и кордиерит без биотита	Неизвестна

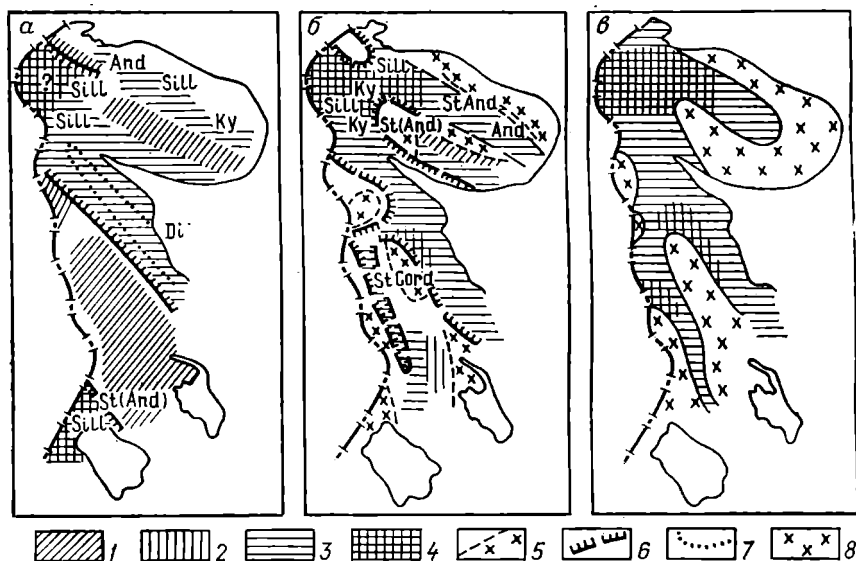


Рис. 121. Схема распределения фаций регионального метаморфизма в Кольско-Карельском регионе. По Ю. В. Богданову и А. С. Воинову:

а — для архея; б — для раннего протерозоя; в — для среднего протерозоя: 1—4 — фации метаморфизма (1 — зеленосланцевая, 2 — эпидот-амфиболитовая, 3 — амфиболитовая, 4 — гранулитовая); 5 — предполагаемые контуры областей размыва в раннем протерозое, 6 — то же, в конце раннего и среднем протерозое; 7 — изогралы индекс-минералов; 8 — древнейшие гранитоиды (St — ставролит, And — андалузит, Sill — силлиманит, Ky — кинанит, Di — диопсид, Cord — кордиерит)

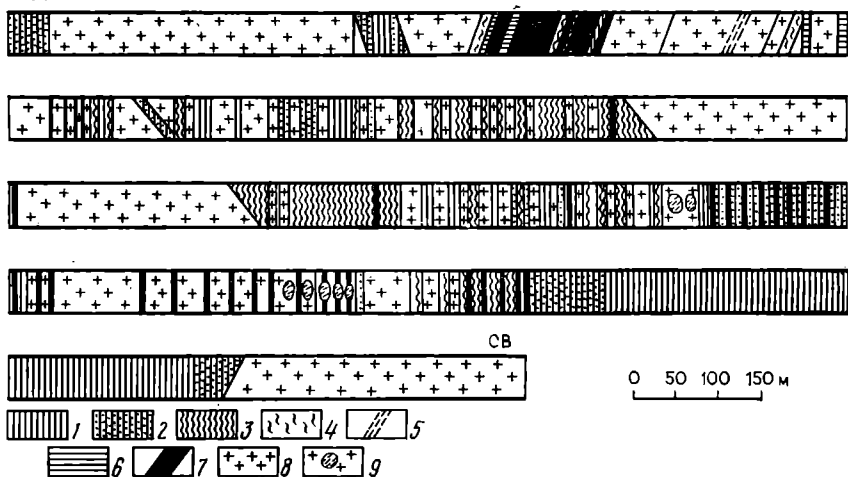


Рис. 122. Разрез через Иртышскую динамометаморфическую зону к востоку от пос. Красноярского. По Н. А. Елисееву:

1, 2 — сланцы (1 — хлоритовые и серицит-хлоритовые, 2 — слюдяные — гранат-ставролитовые, дистен-гранатовые, ставролит-дистеновые, силлиманит-гранатовые); 3 — пироксеновые гнейсы; 4 — роговообманковые гнейсы и сланцы; 5 — мусковитовые гнейсы; 6 — дайки катклазировавшего кварцевого альбит-порфира; 7 — дайки пегматита и ортогнейса; 8 — катаклазированные гнейсы; 9 — ксенолиты кристаллических сланцев в гнейсах

Динамометаморфизм особенно усиливается при возникновении высоких температур, имея все же сравнительно локальную зону действия. В таких условиях степень метаморфизма может доходить до возникновения глаукофановых сланцев. Последние типичны для междуядерных зон и особенно для переходных (см. гл. 10), по-видимому, отвечающих древним зонам Заварицкого-Беньофа.

3. Термометаморфическая группа. При ее образовании, благодаря наличию местных источников тепла, температура с глубиной возрастает скорее, чем глубинное давление в условиях регионального метаморфизма. Она включает контактово-метаморфические формации, образующиеся на границах интрузий (рис. 123) и эффузий с вмещающими и подстилающими породами, а также пирометаморфические (частично обязанные действию каменноугольных пожаров).

Кратко рассмотрим некоторые основные глубинные зональные фашиальные особенности проявления этих трех типов метаморфизма.

1. Зональные изменения температуры и давления, закономерные и постепенно нарастающие с глубиной, наиболее отчетливо сказываются на развитии динамотермометаморфических формаций (см. рис. 121). Именно при изучении таких формаций были установлены основные деления региональных глубинно-фашиальных зон метаморфизма, которые позднее, с темп или иными изменениями

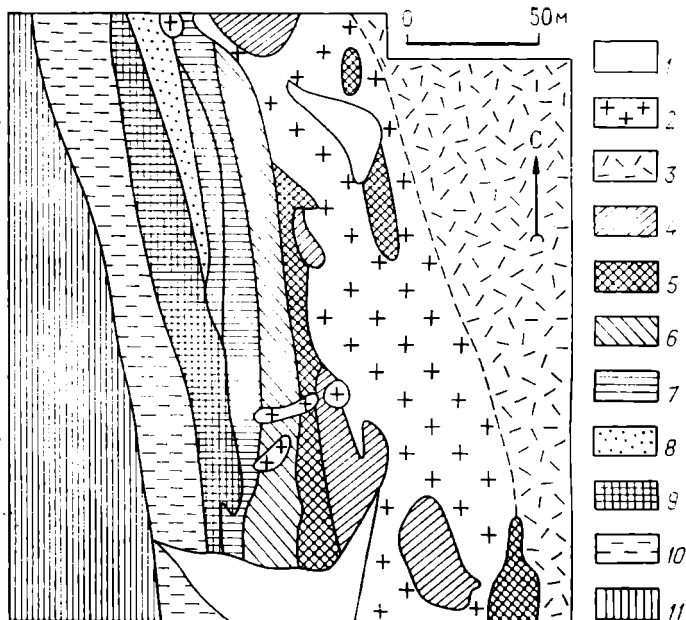


Рис. 123. Детальный план участка контактово-метаморфической зоны. По Ничу:
 1 — напae; 2 — граниты; 3 — гранодиорит; 4 — форстеритовые мраморы; 5 — биотитовые кристаллические сланцы; 6, 7 — мраморы (6 — доломитовые, 7 — флогопитовые); 8 — гроссуляровые роговики; 9 — тонкозернистые роговики; 10 — диопсид-кальцитовые мраморы; 11 — силлиманит-кордиеритовые кристаллические сланцы

ми, были выявлены также в развитии динамометаморфизма и термометаморфизма.

На образование зон регионального метаморфизма накладывается развитие динамометаморфических и термометаморфических (контактово-метаморфических) формаций, отчего деформируется нормальное расположение этих зон. Местами они как бы приближаются к земной поверхности. При этом граница неметаморфизованных, но глубинно-катагенезированных осадочных формаций с подстилающими их сильнее метаморфизованными также то приподнимается, то опускается в смежных полосах.

2. Влияние динамометаморфизма на расположение метаморфических зон (см. рис. 122) в общем подчиненное. Оно проявляется вдоль крупных разломов и, сказываясь в основном на глубинах расположения зон метаморфизма, тесно сплетается с общим региональным метаморфизмом, подчиняясь закономерностям его зональности, особенно в междудерных и переходных структурно-формационных зонах. Поэтому авторы в классификации метаморфических формаций определяют динамометаморфические как дополнительные видоизменения регионально-метаморфических.

3. Влияние контактового метаморфизма (см. рис. 123) проявляется еще более локально, но выражается в более значительных и

более контрастных изменениях пород, особенно связанных с мезоабиссальными гранитоидными формациями в междуядерных зонах, например, вокруг альпийских интрузий (в Среднем Памире и Каракоруме), также древних (в Шотландии). В таких случаях вокруг гранитоидных интрузивов, выше их и особенно по латерали формируются концентрически расположенные зоны экзометаморфизованных формаций, сменяющих друг друга начиная от гнейсов, через роговики, узловатые сланцы и вплоть до филлитов. Их следует описывать отдельно от регионально-метаморфических зон.

В верхах цоколя резкое нарастание температуры происходит только у самых контактов магматических формаций. В частности, повышение температуры, связанное с лавами, кроме остаточного первичного нагрева, обязано в значительной мере окислению находящихся в них закисных соединений кислородом атмосферы. Общая ширина экзоконтактового ореола тут невелика, вследствие быстрого охлаждения магматических тел.

Таким образом, зоны термометаморфизма в контактах гипабиссальных, субвулканических и вулканических формаций резко сокращены по мощности, а нередко практически почти не выражены, что особенно типично для верхов материкового цоколя и материковых покровов.

Метаморфические породы и формации часто являются полиметаморфическими как в отношении многократного повторения различных типов метаморфизма, так и постепенных накладывающихся изменений термодинамических условий — температуры и давления.

Изменения глубинных температур и давлений и обязанные им процессы метаморфизма развиваются очень длительно, проявляясь в двух направлениях: 1) все более возрастают по мере погружения формаций в глубину (прогрессивный метаморфизм); 2) и, напротив, снижаются в результате приближения формаций к поверхности зоны, происходящего вследствие денудации вышележащих толщ (регрессивный метаморфизм, или диафторез).

При прогрессивном метаморфизме породы, погружаясь под толщу более молодых формаций, проходят вначале через фации низкой ступени метаморфизма, а затем — средней и, иногда, даже высокой. Так, на фацию зеленых сланцев может наложиться амфиболитовая фация, а на нее — гранулитовая.

Наоборот, при диафторезе породы, например, гранулитовой или амфиболитовой фации, изменяясь, переходят в породы фации зеленых сланцев. При этом гранаты и амфиболы, образовавшиеся в глубине коры, могут заместиться такими менее глубинными минералами, как биотит или мусковит, или хлорит. Однако влияния эти не доходят до конца; сохраняются реликты более ранних минералов, позволяющие разделять последовательно сменявшиеся фазы полиметаморфизма.

Изменения температуры и давления характерны не только для метаморфизма, но и других глубинных процессов, в частности,

магматических и пневматолито-гидротермальных. Поэтому необходимо уточнить понимание границ метаморфических пород и формаций с магматическими, а также с пневматолито-гидротермальными.

1. К числу метаморфических не относятся формации и породы сложного генезиса, возникшие из ранее существовавших твердых пород при выплавлении и ведущем активном внедрении магматических расплавов (в частности, мигматиты при инъекации кислой магмы и адинолы при инъекации основной).

По мнению Ф. Тернера [39], необходимо проводить границу между мигматитами, образующимися из силикатных расплавов с ограниченным количеством воды, и собственно метаморфическими породами. Он считал, что если химическое преобразование твердой породы происходит в присутствии истинно магматической фазы, т. е. силикатного расплава обычно гранитного состава, то конечный продукт преобразования может с полным правом быть отнесен к мигматитам. Если жидкость в порах во время перекристаллизации представляла водный раствор, то результирующей будет метаморфическая порода. Эта разница отражена в изобилии пегматитовых, аплитовых и других жил, линз и прожилков в мигматитах, в противоположность преобладанию кварцевых жил в собственно метаморфических породах.

Следуя взглядам Ф. Тернера, В. А. Николаева и др., авторы не считают возможным принять взгляды трансформистов, фактически стирающих грань между метаморфизмом и магматизмом и допускающих, что в ходе метаморфизации возможно образование таких пород и формаций, которые издавна считались магматическими.

В связи с этим авторы не пользуются термином «плутонометаморфизм» (который ввели сторонники метаморфической гранитизации для объяснения образования палингенных и реоморфических гранитоидных формаций; см. гл. 15), а равно и несколько неопределенным термином «анатексис», также подразумевающим участие палингенеза, реоморфизма и мигматизации в процессах метаморфизма.

2. Одним из важных критериев при разграничении метаморфических и пневматолито-гидротермальных формаций являются различия, устанавливаемые в минеральном составе жильных конкреционных образований, свойственные тем и другим. По Ф. Тернеру [39], в пневматолито-гидротермальных формациях подчиненные им жильные образования характеризуются совсем иными генерациями минералов и иными их парагенезисами. Жилы и жсоды, изредка встречающиеся в метаморфических формациях, сложены в основном теми же минералами, что и породы последних, или же характеризуются редкими комбинациями перемещенных химических элементов.

3. К метаморфическим породам и формациям не относятся образования, возникшие благодаря существенному привносу вещества со стороны, осуществлявшемуся иногда в холодных растворах

(например, при окремнении осадочных пород), а чаще в горячих, ювенильных пневматолито-гидротермальных.

Метаморфические породы возникают путем изменения вещества ранее существовавших твердых магматических, осадочных и иных пород в ходе происходящего при этом метасоматического преобразования их минеральных ассоциаций, происходящего при участии нагретых фреатических водных растворов и газов, которые перемещались внутри метаморфизирующихся участков земной коры. Однако при этом не происходит существенного привноса вещества со стороны, иначе возникали бы не метаморфические породы и формации, а пневматолито-гидротермальные*.

В результате такого хода развития метаморфизма в разных участках и на разных глубинах сохраняются основные особенности валового химического состава исходных пород.

Установление условий образования метаморфических пород, в частности их фаций, так же, как и зависящее от них расчленение метаморфических формаций, в настоящее время еще главным образом базируется не на составе пород, а на минеральном составе, на выявлении разнотемпературных их ассоциаций.

«Минеральные фации» были выделены П. Эскола. Он расчленил типы метаморфических фаций в зависимости от зональных изменений глубинных температур и давлений, возникающих в ходе регионального метаморфизма, а также контактового и дислокационного.

Минеральные фации метаморфизма объединяются в глубинные изофациальные метаморфические зоны, отвечающие изофизическим сериям [9]. У. Грубенман и П. Ниггли под зоной метаморфизованных горных пород выделили три главные зоны метаморфизма: 1) эпизону метаморфизованных пород, 2) мезозону и 3) катазону. Каждая из них соответствует определенному интервалу давления и температуры. Они, по мнению В. А. Николаева, в целом приблизительно отвечают также ступеням (степеням) метаморфизма, выделенным Ф. Тернером [39] (рис. 124).

Эпизона, или верхняя зона метаморфизма. В ней развивается механический и химический метаморфизм, приводящий в основном к образованию водных силикатов. Температура относительно низкая или умеренная, гидростатическое давление в большинстве случаев невелико, ориентированное давление часто значительное, но иногда отсутствует. К числу типичных минералов относятся **: серицит, хлорит, парагонит, хлоритоид, стильпномелан,

* Исключением, возможно, являются некоторые наиболее подвижные вещества — такие как вода и уголекислота, перемещения которых, согласно взглядам Д. С. Коржинского, сопровождают метаморфические процессы, происходящие на всех глубинах.

** Разрядкой выделены названия минералов, играющих наиболее важную роль в разделении минеральных фаций метаморфизма (каждой зоны) и при отнесении их к соответствующим трем ступеням метаморфизма (по Ф. Тернеру).

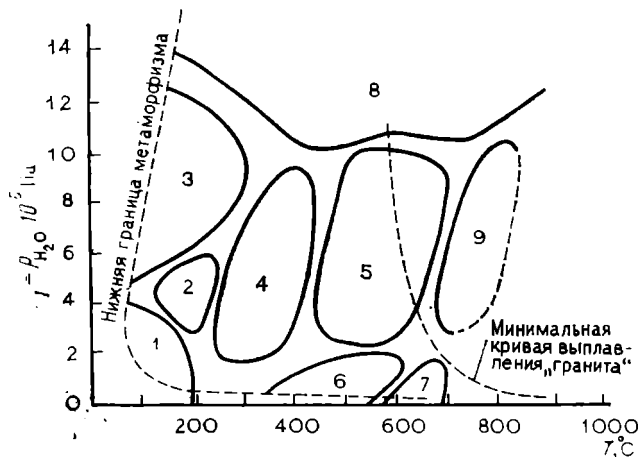


Рис. 124. Зависимость метаморфических фаций от давления нагрузки и температуры. По Ф. Тернеру.

Фации: 1 — цеолитовая; 2 — прениитовая; 3 — глаукофан-лавсонитовая; 4 — зелено-сланцевая; 5 — амфиболитовая; 6 — роговообманковых роговиков; 7 — пироксеновых роговиков; 8 — эклогитовая; 9 — гранулитовая. Границы между фациями постепенные

антигорит, тальк, брусит, актинолит, эпидот, цоизит, альбит, глаукофан, гранат, кальцит, доломит, магнезит.

Мезозона, или средняя зона метаморфизма (рис. 125). Здесь развивается, главным образом, химический метаморфизм. Темпера-

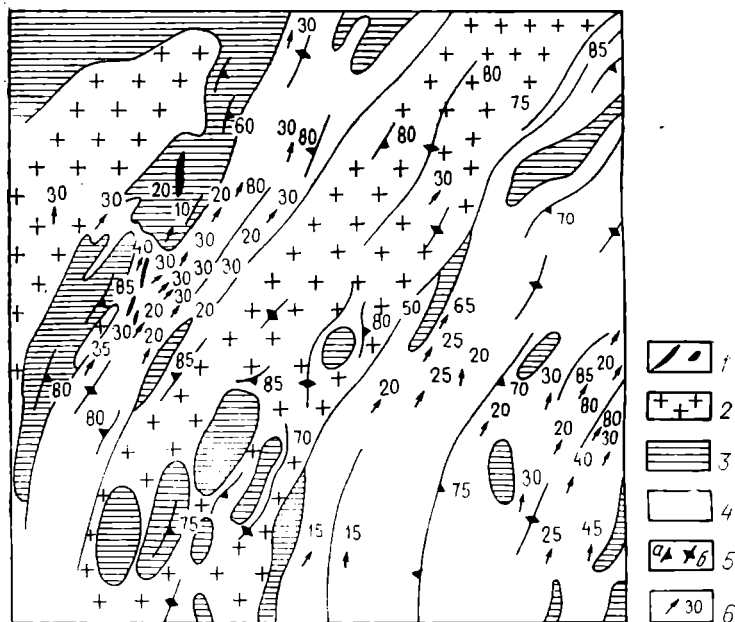


Рис. 125. Регионально-метаморфические мезозонные формации. Участок развития гнейсов, гранитогнейсов и будинированных мезозонных метадиабазовых (?) и метагабровых амфиболитов. Юго-запад Кольского полуострова. По Н. В. Горлову и Г. Ф. Симоновой:

1 — пегматитовые жилы; 2 — гранитогнейсы и двуслюдяные гнейсы; 3 — амфиболиты и габбро-нориты; 4 — гранат-кианит-биотитовые, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы; 5 — сланцеватость: наклонная (а), вертикальная (б); 6 — линейность (цифры — угол наклона)

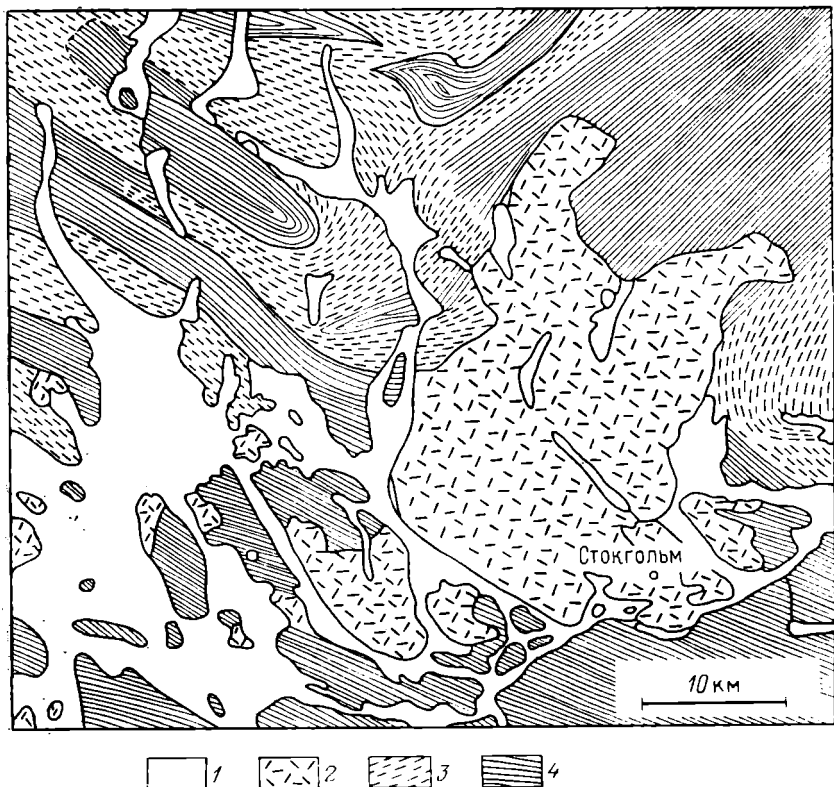


Рис. 126. Катазонные метаморфические гнейсовые формации с гранитоидными интрузиями. По Магнуссону:

1 — четвертичные отложения; 2 — позднеархейские граниты; 3 — архейские граниты; 4 — гнейсы

ратура и давление выше, чем в эпизоне; одностороннее давление часто очень велико, но иногда отсутствует. К типичным минералам относятся: биотит, мусковит, ставролит, кианит, антофиллит, куммингтонит-грюнерит, актинолит, роговая обманка, эпидот, цоизит, натровый, плагиоклаз, альмандин, кальцит, брусит. Нередко мезозона характеризуется ассоциацией эпизонных минералов с минералами, типичными для катазоны.

Катазона, или нижняя зона метаморфизма (рис. 126). В ней наблюдается продолжительная перекристаллизация, часто сопровождающаяся деформацией. Температура высокая, гидростатическое давление обычно очень высокое, но не всегда. Стресс (одностороннее давление) слабее, чем в других зонах, а во многих случаях отсутствует. Минеральный состав приближается к составу, развивающемуся при непосредственной кристаллизации соответствующих изверженных пород. К типичным минералам относятся

биотит, калиевый полевой шпат, силлиманит, андалузит, энстатит—гиперстен, оливин, диопсид-геденбергит, омфакит, обычная роговая обманка, эгирин-авгит, кордиерит, гранаты (альмандин, пироп,grossуляр, андрадит), шпинель, плагиоклаз (часто высококальциевый), анортит, везувиан, скаполит, гумит, монтичеллит, кальцит, периклаз.

Схема разделения глубинных зон метаморфизма отвечает расчленению главных фаций метаморфизма. Нередко этого достаточно для общей типизации метаморфических формаций.

Лучше применять схему разделения зон метаморфизма, по У. Грубенману, дифференцированно, учитывая особенности разных типов метаморфизма, его связь с теми или иными структурно-формационными этапами земной коры, а также различия его проявления, устанавливаемые в представителях разных петрогенетических рядов метаморфических формаций. Для более детального их расчленения приходится пользоваться уточненными минеральными парагенезисами (табл. 31), позволяющими различать однотипные зоны метаморфизма, фации метаморфизма и субфации с расчленением их по петрогенетическим изохимическим рядам.

Авторы продолжают основываться в данной работе на общезвестной схеме деления фаций и субфаций метаморфизма, развитой и наглядно продемонстрированной Ф. Тернером [39].

В основе приводимой краткой общей классификации лежат подразделения петрогенетических рядов метаморфических формаций, которые расчленяются на семейства (табл. 32), отвечающие накладывающимся на их деление главным фациальным их подразделениям, а именно зонам метаморфизма (по У. Грубенману) и фациям метаморфизма (по Ф. Тернеру). При этом приходится дифференцированно выделять: 1) семейства регионально-метаморфизованных формаций и 2) семейства контактово-метаморфизованных.

Семейства регионально-метаморфических формаций могут делиться на комплексы, которые обычно соответствуют главным субфациям метаморфизма. Комплексы делятся на отдельные формации. Таким путем В. И. Поповым [28] была намечена возможность выделения 165 типов метаморфических формаций, хотя общее их количество, вероятно, еще значительнее. С другой стороны, все их разнообразие может быть схематически сведено только к 35—40 главнейшим разновидностям метаморфических формаций, выделенных, главным образом, в ранге их комплексов или семейств.

Достоинством приведенной классификации, на наш взгляд, являются четкость используемого в ней исторически сложившегося традиционного разделения изофизических и изохимических рядов формаций при изучении метаморфизма; аналогичные подразделения положены в основу классификации и трех других рассмотренных выше групп формаций, что придает этим принципам классификации всеобщность в рамках всего учения о формациях.

Таблица 31

Характерные парагенезисы минералов в зонах, фациях и субфациях регионального метаморфизма. По Ф. Тернеру [39]

Зона	Фация	Субфация	Петрогенетический ряд метаморфических формаций		
			Метаультрабазитовый метабазитовый	Метаацилитовый	Метapelитовый
Эпизона	Зеленых сланцев	Мусковит-хлоритовая	Серпентин (-антигорит). Тальк-магнезит Альбит-эпидот, актинолит, (хлорит, кальцит)	Мусковит, хлорит, эпидот, хлоритоид Хлорит, эпидот, актинолит	Мусковит, хлорит, кварц (эпидот, альбит), иногда хлоритоид
		Биотит-хлоритовая	Тальк, актинолит (хлорит). Актинолит, эпидот, альбит, хлорит (биотит, кварц)	Кварц, альбит, микроклин, биотит, мусковит, эпидот (хлорит)	Биотит, мусковит, кварц (альбит, эпидот)... хлорит
Мезозона	(Альбит)-эпидот-амфиболит	Хлоритоид-альмандиновая	Роговая обманка, хлорит (альмандин, биотит, альбит, кварц) ... эпидот	Кварц, микроклин, альбит, биотит, мусковит, эпидот	Мусковит, хлоритоид, биотит, кварц (эпидот, альбит) ... альмандин
	Амфиболитовая	Ставролит-кианитовая Силлиманит-альмандиновая Альмандин-диопсид-роговообманковая	Плагноклаз, мусковит, кианит, ставролит, кварц (альмандин) ... роговая обманка, биотит Силлиманит, альмандин, антофиллит, гедрит Роговая обманка, эпидот, биотит. Альмандин, диопсид (гиперстен)	Плагноклаз, мусковит, биотит, эпидот, микроклин, кварц. Плагноклаз, роговая обманка, диопсид, эпидот, микроклин, кварц ... гроссуляр Силлиманит, альмандин (нередко реликты ставролит-кианитовой субформации). Силлиманит, ортоклаз (иногда мусковит, кварц, биотит). Кварц, олигоклаз, эпидот, биотит	
Катазона	Эклогитовая фация		Омфакит, гранат, энстатит, жадеит (переходы к амфиболитовой фации). Лабрадор, диопсид, роговая обманка (гиперстен). Андезин, альмандин, диопсид, гиперстен... Кварц, ортоклаз... гранат	Кварц, ортоклаз, гранат (плагноклаз, силлиманит или кианит)	
	Гранулитовая фация				

Разделение главнейших семейств метаморфических формаций

Зоны (по У. Грубенману)	Фации метаморфизма (по Ф. Тернеру)	Петрогенетические ряды формаций			
		Ортометаморфические формации		Параметаморфические формации	
		Ряд метаультрабазитовых и metabазитовых формаций	Ряд метаацидитовых формаций	Ряд метасиликатовых (метапсаммитовых и метасиликатовых) и метасиликатовых формаций	Ряд метакarbonатных формаций

Зоны неметаморфизованных формаций: кайнотипных (кайнозона), палеотипных (палеозона)

Регионально-метаморфические формации

Эпизона	Зеленых сланцев	Семейство зеленокаменных metabазитовых и метаультрабазитовых формаций	Семейство зеленокаменных метаацидитовых формаций	Семейство слюдяносланцевых формаций	Семейство мрамор-сланцевых формаций
Мезозона	(Альбит)-эпидот-амфиболитовая	Семейство ортоамфиболитовых формаций	Семейство верхних ортогнейсовых формаций	Семейство верхних парagneйсовых формаций	Семейство мрамор-параамфиболитовых формаций
	Амфиболитовая				
Катазона	Эклогитовая	Семейство metabазит-гранулитовых формаций	Семейство нижних ортогнейсовых формаций	Семейство нижних парagneйсовых формаций	Семейство пироксен-кальцифировых формаций
	Гранулитовая				

Контактово-метаморфические формации

СТАДИЙНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ И НЕОБРАТИМАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ФОРМАЦИИ

Общая характеристика формационных рядов

Формационный ряд — это последовательность формаций, отвечающая одной из стадий развития земной коры (см. гл. 8, 9). Формационный ряд, в свою очередь, обычно дифференцируется по стадийным структурно-формационным зонам и подзонам (см. гл. 10).

Впервые М. Бертран в работе 1897 г. на примере Альп обосновал представления о «рядах фаций или горных формаций». В 40-50-е годы формационные ряды изучались Н. Б. Вассоевичем, А. В. Пейве, Л. Б. Рухиным, Б. М. Келлером и др. Количество данных по океаническим формационным рядам резко возросло с получением результатов глубоководного бурения на корабле «Гломар-Челленджер» и было обобщено А. П. Лисицыным, И. О. Мурдмаа и др. Д. В. Рундквистом [34] и В. И. Поповым [23, 26, 28] были рассмотрены формационные ряды разных ступеней развития коры (отчасти океанической, главным образом окраинно-материковой и континентальной) и дана их дифференциация по стадиям и структурно-формационным зонам.

Л. Б. Рухин [35] и А. П. Лисицын [18] наглядно показали, что формационные ряды проявляются как в горизонтальном направлении, так и в вертикальном.

1. Горизонтальный формационный ряд включает одновременно возникшие формации, сменяющие друг друга в горизонтальном направлении, соответственно I основному фациальному закону.

Каждая формация, выделяющаяся в горизонтальном формационном ряду, входит в состав отдельной определенной структурно-формационной зоны. Такие зоны могут делиться на структурно-формационные подзоны (например, подзоны поднятий и впадин). Кроме того в их пределах могут выделяться единично проявляющиеся структурно-формационные полосы (даек, глубинных разломов, офиолитов и др.).

2. Вертикальный формационный ряд охватывает формации, зонально сменяющие друг друга в вертикальном разрезе, соответственно II основному фациальному закону, и последовательно возникающие в течение одной стадии развития земной коры в пределах одной и той же структурно-формационной зоны или подзоны. Эти зональные подразделения стадийных формационных рядов обычно располагаются в классификациях в той же последовательности, в какой зоны сменяют друг друга в земной коре по направлению от более ранних к более поздним (например, от центра ядра роста к его периферии). Этим в основном и определяется возникновение горизонтальных формационных рядов.

Формационные ряды могут быть всеобщими, мировыми или же местными, областными.

Рассмотрим всеобщие формационные ряды. Установление их основывается на изучении и обобщении областных рядов. Выявление последних усложняется ритмичностью формаций, которые, чередуясь, вытесняют одна другую в формационном ряду. В связи с этим на основе ритмостратиграфии была разработана специальная формационно-ритмическая методика, позволяющая расчленять реальные формационные ряды на отдельные формации и основанная на анализе ритмичности. При применении этой методики формационно-стратиграфическая колонка, изображенная в стандартных формационных обозначениях, расчленяется сначала на крупные ритмические формационные ряды — геологические комплексы и ритмокомплексы, отвечающие главным орогениям, затем на более мелкие, вплоть до ритмотолщ и ритмосвит. В результате наглядно выявляется весь набор типов формаций. Их можно отобрать и перечислить без повторения, в той же последовательности, в какой они сменяют, точнее, вытесняют друг друга в их ритмической перемежаемости.

После того, как учтено или снято влияние мелких и средних ритмов на общее развитие формаций, выявляется обобщенный и укрупненный идеальный формационный ряд, подобный ритмически построенному геологическому комплексу и ритмокомплексу. Поэтому такой обобщенный формационный ряд также имеет двусторонне-ритмическое строение [28], отражая особенности развития крупной ритмической серии формаций, соответствующей отдельному ритмокомплексу и геологическому комплексу (см. гл. 6).

Чтобы яснее показать признаки, при помощи которых выделяются геологические комплексы, следует рассмотреть как формации наиболее типичные для крайних этапов периодического развития таких комплексов, так и отвечающие его средним отрезкам.

Крайние, т. е. ранний и поздний этапы развития геологического комплекса в орогенных поясах, развивающихся по окраинам материков, характеризуются максимальными извержениями вязкой кислой магмы, проявляющихся в форме липаритовых и андезитовых эффузий и гранитоидных интрузий. Этими извержениями вызываются происходящие у начала и окончания каждого геологического комплекса максимальные усиления тектонических движений. Одновременно происходит денудация поднятий. Это приводит не только к образованию несогласий, но и к накоплению у их окраин наиболее грубых по составу осадочных формаций как наземных, так и прибрежных.

Напротив, на среднем этапе развития геологического комплекса в окраинно-материковых орогенных поясах широкое развитие получают извержения жидких, легкоподвижных базальтовых лав, проявляющихся в форме диабазовых (мелафировых) или диабаз-порфиритовых формаций. Им сопутствуют опускания коры, видимо, компенсирующие отток основной магмы из глубин литосферы к поверхности Земли. Но при этом обычно не нарушается рельеф поверхности. Напротив, выравнивание его усиливает-

ся во время таких магматических фаз вследствие связанного с ними ослабления вертикальных тектонических движений.

В промежутках между этими тремя главными этапами развития геологического комплекса образуются в основном наиболее распространенные в осадочных толщах удаленные пелитовые формации, включающие прослои алевролитов и песчаников,— флишевые или флишеподобные и аспидные. Аспидные формации обычно оказываются приуроченными к нижней половине геологических комплексов, а флишевые — к верхней.

В фациальном отношении в средней части комплекса шире развиты морские формации, в то время как в его периферических частях значительную роль играют наземные.

В каждом формационном ряду отражены результаты как необратимого стадийного поступательного развития формаций, так и периодического их повторения, как бы зеркально отраженного в первой и второй половине крупного ритма. Необратимое их развитие устанавливается при сопоставлении смежных ритмокомплексов и геологических комплексов. Так выявляются общие необратимые изменения состава слагающих их формаций и их сочетаний (ассоциаций).

Каждый такой двусторонне-ритмичный ряд формаций соответствует как бы одному витку в общем необратимом развитии вещества земной коры. Это представление является основным для понимания формационных рядов и для их выделения в изучаемых формационных стратиграфических колонках.

Методика выделения и изучения формационных рядов

Изучение формационных рядов является одним из главных моментов в формационном анализе.

Перечислим основные элементы методики, их выделения и изучения.

1. Снятие в изучаемом регионе разрезов и составление фациально-петрографических стратиграфических колонок (см. гл. 6).

2. Ритмостратиграфическая корреляция колонок (см. гл. 6).

3. Выделение сообществ генетически связанных пород в отдельные типы формаций (см. гл. 2).

4. Обособление в колонках формаций, отвечающих разным стадиям развития земной коры (см. гл. 8, 9).

5. Расчленение структурно-формационных поясов (или областей) для каждой стадии в отдельности (см. гл. 10).

6. Разделение структурно-формационных поясов (или областей) на отдельные типовые зоны или подзоны (см. гл. 10).

7. Выделение типовых формаций в каждой зональной группе колонок для каждой стадии по отдельности с учетом ритмичного повторения одних и тех же типов (см. гл. 6).

8. Обобщение данных в виде стадийных формационных рядов для каждой структурно-формационной зоны и подзоны в отдельности.

9. Данные отражаются в виде сводных таблиц и сводных колонок формационных рядов, составляемых для отдельных структурно-формационных зон и подзон.

10. Составление палеоформационных карт по отдельным элементам ритмосерий (см. методику гл. 17) с показом направлений и, по возможности, областей сноса для отдельных формаций.

11. Нанесение на палеоформационную карту участков распространения установленных проявлений сингенетичных полезных ископаемых и прогнозных с учетом их приуроченности к отдельным зонам формаций.

12. Нанесение на палеоформационные карты имеющихся данных или прогнозных предположений о распространении проявлений эпигенетических полезных ископаемых и их связи с благоприятными зонами формаций или же тектоническими структурами, способствующими передвижению вод и газов, участвовавших в эпигенезе.

Каждый ритмический ряд может быть описан в форме таблицы или изображен в виде формационной стратиграфической колонки. Полное отображение ритмического ряда при его описании осложняется обилием сменяющих друг друга типов и подтипов формаций в каждом ряду. Поэтому из их числа можно отобрать для включения в таблицу только наиболее характерные и важнейшие типы формаций, исходя из степени их преобладания или же специфичности. Самый ряд в таком его сокращенном описании скорее следует называть «набором» («спектром») главнейших стадийных формаций.

Опираясь на приведенные выше характеристики формаций и их стадийных подвидов, перейдем к сжатой характеристике главнейших формационных рядов. Они расположены в порядке, соответствующем движению от срединноокеанических поднятий, через другие океанические провинции, к окраинно-материковым, предконтинентальным и далее, к континентальным провинциям, через шельф, наземные равнины и до наземных поднятий включительно.

Океанические формационные ряды

В основании этих рядов всегда залегают базальтовые формации, образующие базальтовую оболочку, которая обычно имеет мощность около 5—6 км и перекрывается различными осадочными образованиями. В целом к настоящему времени эти ряды остаются все еще мало изученными (рис. 127).

Океанические формационные ряды обладают гораздо более простым строением по сравнению с окраинно-материковыми и континентальными. Вместе с тем в строении разных океанических формационных рядов, следуя по направлению от срединных океанических поднятий, через равнинно-океанические котловины к периферийно-океаническим островным дугам, можно заметить закономерное их усложнение.

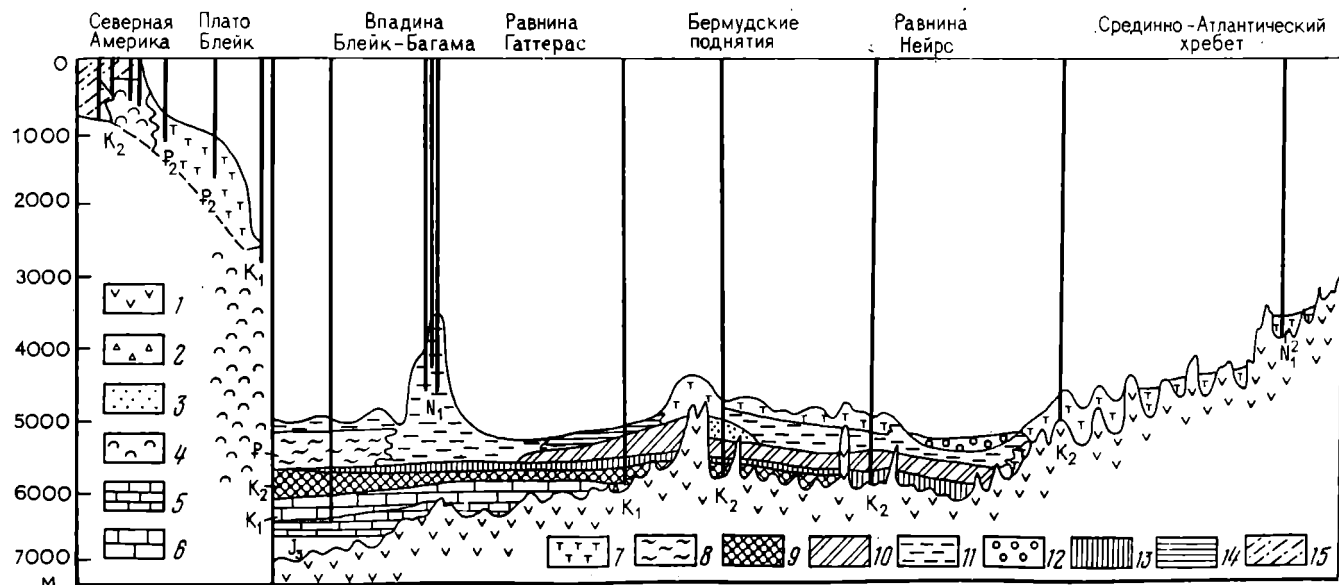


Рис. 127. Разрез формаций Атлантического океана от плато Блейк, через Северо-Атлантическую глубоководную котловину до Срединно-Атлантического хребта. По И. О. Мурдмаа и др.

Формации: 1 — толеит-базальтовая; 2 — вулканокластическая (тефра); 3 — базальтово-граувакковая Бермудского массива; 4 — мелководная карбонатная; 5 — древняя карбонатная (красноцветная); 6 — древняя карбонатная (сероцветная); 7 — пелагическая карбонатная; 8 — кремнисто-карбонатная лавинная; 9 — черных глин; 10 — карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная; 11 — удаленная флишодная (?) (гемипелагическая глинистая); 12 — флишодная (?) терригенная турбидитная; 13 — пестроцветная глинистая; 14 — пелагическая глинистая; 15 — мелководная терригенная

Срединно-океанические горообразовательные рифтовые формационные ряды. В главных срединных океанических поднятиях широкой полосой обнажаются базальтоидные океанитоидные, реже перидотитоидные формации. Для большинства срединноокеанических горных хребтов — Срединно-Атлантического, Индо-Аравийского, Геккеля и других — характерно их раздвоение, вследствие провала осевого рифтового грабена, сопровождаемого обильными извержениями базальтоидных и щелочно-базальтоидных океанитоидных и щелочно-океанитоидных формаций. Иногда в них извергалось так много магмы, что они местами превратились в щитовые вулканы (Исландия).

Здесь преобладают подводные, реже наземные базальтовые формации, сопровождаемые базальт-липаритовыми (острова Исландия и Пасхи), иногда щелочно-риолитовыми (трахит-фонолитовыми) и трахит-базальтоидными (базанитовыми). Встречаются габбро-диабаз-гранофировые (о-в Вознесения), габброидные (габбровая, габбро-перидотитовая), офиолитовые, постбазальтоидные (карбонатизированная), постгабброидные (амфиболлизированная формация). Эти магматические формации развиты главным образом вдоль приосевых разломов и рифтовых грабенов. В них иногда наблюдаются начальные метаморфические зеленокаменные, а местами возможны и более глубокие изменения, вплоть до образования слюдяных сланцев (Бермудская возвышенность) и даже гнейсов. В районе о-ва Тристан-да-Кунья и хр. Китового драги подняли пески, содержащие мусковит, биотит, гранат, пироксен и обломки гиперстенных гнейсов. Возможно, это свидетельствует о начинающемся местами преобразовании первичных формаций базальтовой оболочки в метабазитовый кристаллический фундамент.

Из осадочных формаций здесь, в поднятиях, по оси срединно-океанических хребтов в полосе шириной до 300 км встречаются редкими пятнами маломощные подводноперерывные формации (рис. 128) и покровы непереотложенных оозовых карбонатных. На поднятых выше уровня моря вершинах срединно-океанических хребтов, превратившихся в острова, могут образовываться наземноперерывные формации с красноземной почвой и молассовые угленосные формации, у берегов островов — шлировые и туфошлировые, мелководные карбонатные слоистые и рифогенные, а также карбонатно-сланцевые.

Разрез океанических формаций значительно осложняется на плоской пологонаклоненной поверхности склонов срединно-океанических хребтов (см. гл. 20), а также на вершинах менее значительных океанических поднятий типа гор Маркус-Неккер. Тут развиваются маломощные глубоководные переотложенные карбонатные, силицитовые и красноглинные оозовые формации.

Карбонатные оозы отлагаются на глубинах до 4—4,5 км и представлены главным образом фораминиферовыми, кокколитовыми, птероподовыми осадками, а силицитовые — радиоляриевыми и диатомовыми. Присутствуют прослои глубоководных красных глин. Последние под влиянием поствулканических процессов местами

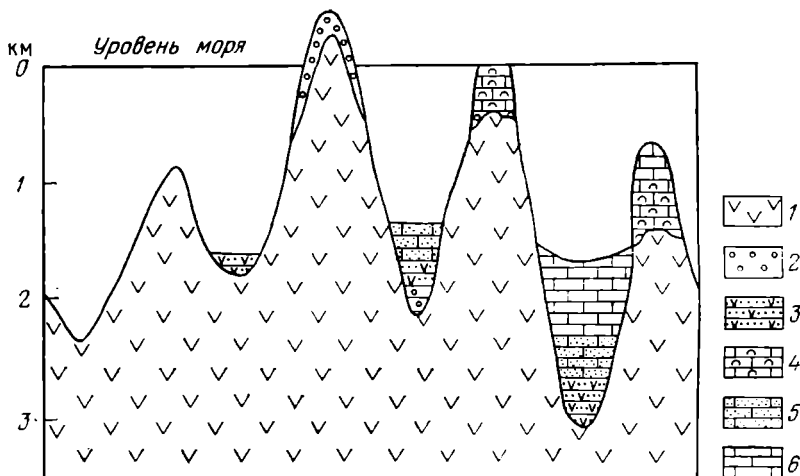


Рис. 128. Идеализированный формационный профиль вдоль вулканического срединноокеанического хребта. По Ю. А. Богданову, М. А. Левитану, А. П. Лисицыну.

Формации: 1 — эффузивная базальтоидная; 2 — турбидитная грубообломочная туфовая и вулканотерригенная; 3 — вулканогенных турбидитов; 4 — карбонатная рифогенная; 5 — пелагическая (перемещенная?) оозовая карбонатно-турбидитная; 6 — пелагическая (неперемещенная) оозовая карбонатная

обесцвечены или приобрели пятнистую окраску. Все эти отложения, снесенные ниже по склону турбидитными потоками, могут образовывать глубоководные карбонатно-турбидитную или карбонатно-силицит-турбидитную формацию. Осадочные формации иногда перемежаются с базальтоидными и уходят в пределы глубоководных котловин. Ассоциация напоминает квазиплатформенный ряд субокеанических поднятий, образование которых предшествовало развитию окраинно-материковых островных дуг.

Равнинно-океанические равнинообразовательные формационные ряды слагают обширные глубоководные океанические котловины с плоским дном (см. рис. 127). В титон-барремских карбонатно-турбидитных, карбонатно-силицит-турбидитных формациях Северо-Атлантической котловины устанавливаются аналоги близких по типу и по возрасту формаций типа лейасовой «аммонитико-росса», «аднетской фации» и Майолика, представленных в Альпах и Динаридах [20]. Их аналоги отмечены А. Гансером в работе 1967 г. в Северных Гималаях и выделяются авторами в перми-триасе Южного Памира (рис. 129) и А. Дезио — в Каракоруме.

В древних котловинах на базальтовом ложе в основании разреза формаций местами залегают немые пелитовые отложения, возможно, триасового и юрского возраста. Выше преобладают позднеюрские и раннемеловые пелагические оозовые карбонатные формации. Их переслаивает или накрывает красная глина и затем позднемеловые и кайнозойские турбидитные флиши.

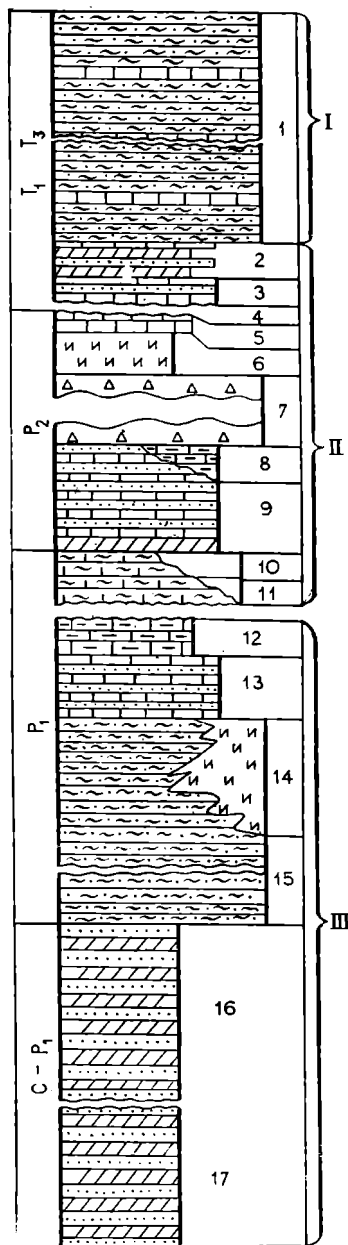


Рис. 129. Вертикальный ряд квазиplatformенных глубокоководных пермотриасовых формаций Южного Памира; вклиниваются перерывные, мелководные шлировые и карбонатные (?) формации.

I — геосинклинальный подэтаж; II — квазиplatformенный; III — прагеосинклинальный. Формации: 1 — истыкская шлировая, местами мелководная карбонатная (более 1000 м); 2 — верхнеганская карбонатно-силицит-турбидитная; 3 — нижнеганская карбонатно-турбидитная; 4 — предганская перерывная; 5 — верхнекарабелеская мелководная карбонатная слоистая; 6 — нижнекарабелеская диабаз-порфиритовая; 7 — нижнекарабелеская океаническая перерывная (подводносклоновая); 8 — верхнеганская карабелеская карбонатная; 9 — нижнеганская карбонатно-силицит-турбидитная; 10 — нижнеганская перерывная; 11 — кизилжилгинская шлировидная; 12 — верхнекубергандинская карбонатно-силицит-турбидитная; 13 — нижнекубергандинская мелководная (?) карбонатно-флишондная; 14 — верхнебазардаринская шлировая (400 м); 15 — шиндийская диабаз-спилитовая. Базардаринский глубокоководный флишондный комплекс: 16 — среднебазардаринская удаленная флишондная; 17 — нижнебазардаринская аспидная

ные формации, в которых встречаются силицитовые главным образом в среднем палеогене и в неогене; последние связаны с фазами похолодания климата. Разрез формаций в молодых котловинах начинается с позднемиоценовых пелитовых формаций и включает аналогичные кайнозойские с подчиненными им силицитовыми. У современного дна в разных котловинах залегают формации, различающиеся по климатическим условиям.

В холодном климате преобладает подводная тиллитовая формация, образующаяся при таянии айсбергов. Она состоит из обломков различного размера и преобладающей песчано-алевритовой промежуточной массы, иногда со спорами и пылью из перетертых коренных пород разного возраста. Формация развита вокруг Антарктиды и в Северном Ледовитом океане. С ней сопряжена циркумполярная диатомитовая формация, отложенная в кольцевой полосе вокруг Антарктиды, а также на выходе из Северного Ледовитого океана в Тихий. У поверхности преобладают оозовые глубокоководные формации, в том числе карбонатные (фораминиферовые, реже птероподовые), распространенные до глубины 4—4,5 км. В них вклиниваются океанические подводноперерывные, сложенные базальтоидным материалом. На еще больших глубинах они,

В них вклиниваются океанические подводноперерывные, сложенные базальтоидным материалом. На еще больших глубинах они,

вследствие растворения оседающего карбонатного вещества, замещаются красной глубоководной глиной, иногда с марганцевыми конкрециями. Последние скапливаются в отдельных участках и тогда в перспективе имеют промышленный интерес, так как содержат медь, никель и другие металлы. Местами она переходит в радиоляритовую формацию, на 30 % и более состоящую из радиолярий и распространенную главным образом в экваториальном поясе.

В табл. 33 показан формационный ряд мезозойских и кайнозойских океанических формаций Северо-Американской котловины Атлантического океана [20].

По оси Северо-Американской котловины полная мощность океанических формаций до базальтовой оболочки по сейсмическим данным достигает 3—4 км. Из них буровыми скважинами вскрыта только верхняя половина разреза формаций, от верхней юры и ниже. Глубже, во впадине Блейк-Багама, в разрезе могут находиться более древние мезозойские и палеозойские формации.

Разрез формаций впадины наиболее полон. Формации лежат практически горизонтально, постепенно сокращаясь к оси Срединно-Атлантического хребта, вследствие происходящего последовательного выклинивания более древних формаций, налегающих на неровное размытое базальтовое ложе. Возраст базальтов в верхах последнего постепенно омолаживается, свидетельствуя о длительном сокращении размеров Срединно-Атлантического хребта и ареала его базальтовых излияний, происходившем параллельно с длительным разрастанием Северо-Американской котловины.

Трудно понять, как могло происходить разрастание этого хребта согласно глобально-тектонической концепции, если горизонтально залегающие мезозойские и кайнозойские формации океанического ложа не претерпели никаких изменений. Последнее препятствует также признанию субдукции, т. е. «заталкивания» океанических формаций под континент. Они обрублены вертикальными рифтовыми разломами со стороны Северо-Американского континента (а также и со стороны Африки).

Залегание океанических формаций указывает на длительное и постепенное опускание Северо-Американской котловины. Этот процесс временами прерывался, о чем свидетельствуют перерывы в ее отложениях, усиливавшиеся к ограничивающим поднятиям. Такие локальные перерывы разновременно происходили на склонах Северо-Атлантического хребта (перед кампаном, в середине палеоцена, в эоцене) и у континентального склона Северной Америки (в середине баррема, перед палеоценом и перед плиоценом). Разновременность проявления этих перерывов также свидетельствует против глобально-тектонической гипотезы, отдающей приоритет активности срединно-океанических хребтов.

Вопреки этому, количество перерывов возрастает у подножия континента, свидетельствуя о наличии в пределах последнего собственных первоисточников тектонической активности. Об этом же говорит и то, что единственный крупный перерыв, приходящийся на палеоген, наиболее длительно и четко устанавливается у под-

Таблица 33

Ряд океанических формаций Северной Атлантики. По И. О. Мурдмаа [20]

Предконтинентальная ступень		Океаническая ступень Северо-Американская котловина		Срединно-Атлантический хребт		
Континентальный склон (уступ Блейк)	Континентальное подножие	Равнина Гаттерас		Склон	Водораздел	
Плиоцен-плейстоцено- вая перерывная	Плиоцен-плейстоцено- вая глубоководная тур- бидитная (аналог фли- ша)	Олигоцен-плейстоценовая глубоковод- ная красноглинная оозовая		Маастрихт-плейстоцено- вая глубоководная кар- бонатная		
	Олигоцен-плейстоцено- вая гемипелагическая пелитовая (аналог уда- ленной флишовой)					
	Разлом	Палеоцен-олигоценовая перерывная	Олигоценовая перерывная	Олигоценовая океаническая пе- рерывная базаль- тоидная	Перерыв	
			(Маастрихт)-палеоцен-эоценовая глу- боководная	Карбонатная		
			Карбонатно-силицит-турбидитная			
Разлом	Баррем-эоценовая пела- гическая карбонатная	Кампан-маастрихтская глубоководная пестро-красноглинная			Толент-ба- зальтовая оболочка	
		Баррем-альбская глубоководная черно-пестроглинная оозовая				
		Оксфорд-барремская глубоководная карбонатная пелитовая (типа «аммонитико росса»)				
Оксфорд-барремская мелководная карбонат- ная рифогенная						

ножий континента, где он охватил весь палеоцен, эоцен и олигоцен, а еще ближе к континенту (плато Блейк) также неоген и плейстоцен.

В глубоководных океанических котловинах, в частности Северо-Американской, по данным И. О. Мурдмаа [20] и Г. Л. Кириллова, устанавливается следующий ряд формаций.

Позднеюрская пелагическая раннемеловая оозовая карбонатная формация, аналогичная лейасовой «аммонитико росса». Начиная с титона и до баррема включительно, она образовалась в восстановительных условиях, так как содержит повышенное количество органических веществ (1—2 %), приближаясь к битуминозным известнякам и мергелям.

Апт-альбские черные глины аналогичны ископаемым батинальным граптолитовым сланцам Прибалтики. Видимо, в это время происходило резкое обмеление бассейна, имевшего ширину до 1500 км. Возможно, последний распался на отдельные «ванны», приближающиеся к батинальным предконтинентальным. Скорость накопления осадков резко снизилась. Привнос повышенного количества органических веществ связывается с регрессией моря. На возвышенности Шатского, в северо-восточной части Тихого океана, денудация сопровождалась возникновением несогласия в основании альба.

Верхнемеловые карбонатные формации отлагаются на фоне общей трансгрессии и значительного расширения океана, вследствие чего уменьшился привнос терригенной мути с океанических поднятий и с континента.

Кампан-маастрихт-палеоценовая оозовая карбонатная формация отлагалась с резко пониженной скоростью.

Палеоценовая перерывная формация образуется в результате прекращения накопления осадков.

В эоцене установлено похолодание и углубление дна океана до 4—5 км (ниже критической для карбонатонакопления). Откладывалась силицитовая и пелитовая формации.

В олигоцене повторилось образование большого перерыва, охватившего как дно океана, так и Северо-Американский континент.

В миоцене установилось современное расположение формаций: красных оозов в абиссальных котловинах, карбонатных оозов выше по склонам океанических поднятий, айсберговой и отчасти силицовой в северной части Атлантики.

Г. Л. Кириллова полагает, что этот ряд формаций «платформенный» (точнее, равнинно-океанический квазиплатформенный), и даже параллелизует его с разрезом формаций Скифской «платформы» (точнее, постгеосинклинального пояса с общей мощностью осадков до 4 км).

Периферийно-океанические островодужные горообразовательные ряды. Эти ряды иногда целиком сложены базальтоидными и океанитоидными формациями, с которыми связаны туфошлировые, реже молассовые угленосные. У о-ва Гваделупа, по результатам бурения, базальты переходят в диабазы (абс. возраст 200 млн. лет).

Судя по большой мощности коры, по-видимому, к «переходному» предконтинентальному типу близки возвышенности Шатского и Хесса, расположенные на периферии Тихого океана и отделенные глубоководным желобом от о-ва Хоккайдо. На них извергались домеловые мелководные пиллоу-лавы, вначале толеитового состава, в конце щелочно-базальтоидного общей мощностью более 2 км. Эти поднятия усложнились перед поздним мелом, будучи разорваны сбросом, после чего опустились до глубины 1500 м (судя по составу бентоносных фораминифер), и одновременно дно океана было опущено еще на 1000 м глубже относительно этих возвышенностей.

По мнению Г. В. Мельниковой, для периферийно-океанических островных дуг (о-ва Тонга) характерны натровые толеитовые формации.

На атолловых островах базальты основания накрываются мощными (2,3—3,5 км) эоценовыми, олигоценowymi, миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными рифогенными и слонстыми карбонатными формациями. С мелководными карбонатными формациями на островах связаны промышленные залежи фосфоритов, также железных руд и бокситов, приуроченных главным образом к перерывам карбонатных формаций, лежащих на базальтовых. Иногда снизу формационный ряд дополняется флишоидными формациями прагеосинклинального типа. Они же продолжают накапливаться на дне океана у периферийно-океанических котловин в виде переходных пелагических и гемипелагических пелитовых илов, видимо, отвечающих удаленным флишоидным формациям (?), и изменяются в зависимости от климата (перехода в приполярных областях в айсберговые и перигляциальные); граничат с глубоководными желобами, за которыми поднимаются окраинно-материковые островные дуги.

Тенденция изменения океанических островодуговых формационных рядов типична для бассейнов тихоокеанского типа, характеризующимся продолжающимся разрастанием окраин континентов. Она усложняется в Атлантике (кроме Карибского бассейна), точнее, у берегов атлантического типа, нарушаемых разломами и рифтовыми грабенами (содержащими батиальные черносланцевые флишоидные формации и окаймляемыми рифовыми известняками).

Горсты (периферийно-океанические вулканические острова Зеленого Мыса, по данным А. Н. Заварицкого) характеризуются формационным рядом, напоминающим как срединно-океанический ряд (за исключением отсутствующих тут офиолитовых формаций), так и окраинно-материковый. Они несут очень сложную ассоциацию магматических формаций, включая обильные базальтоидные (наземные и подводные базальтовые, базальт-андезитовые, базальт-риолитовые), океанитовые, щелочно-базальтоидные, габбро-диабазовые, габброидные, габбро-перидотитовые, щелочно-габброидные, габбро-гранитоидные, щелочно-гранитоидные, а также наземные и подводные липаритоидные, щелочно-липаритоидные и иные. С ними ассоциируют перерывные, туфомолассовые и при-

брежные карбонатные формации (слоистые и рифогенные). Встречаются удаленные пелитовые и глубоководные карбонатные слоистые формации. С запада эти острова сопровождаются полосой глубоководных палыгорскитовых глин, которые считаются результатом пневматолито-гидротермального изменения пелитовых и вулканогенных осадков.

Предконтинентальные периферийно-океанические равнинообразовательные формационные ряды. Эти формационные ряды появляются в глубоководных котловинах периферии океана. Время их образования предшествует формированию континентальной коры, характеризуясь утолщением базальтовой оболочки до 8—12 км, что типично для субокеанической коры. В современных условиях такая кора представлена на западной окраине Атлантического океана, восточнее Антильской островной дуги и на западной окраине Тихого океана, восточнее Марианской островной дуги. Здесь в некоторых периферийно-океанических островных дугах, помимо типичных для них формаций, уже отмеченных выше, появились пелитовые, вероятно, турбидитные флишоидные, но преобладают рифогенные.

Окраинно-материковые формационные ряды

Значительно более полными являются формационные ряды окраинно-материковых регионов. В ходе их развития континентальная земная кора получила максимальное развитие, утолщаясь до 35—50 км, а местами и более (до 70—84 км в центре Памирского смятия). От океанических территорий окраины материка отделяются глубоководными желобами и островными дугами.

Желобовые горообразовательные формационные ряды. Они образуются в глубоководных (6—11 км) желобах, окаймляющих окраинно-материковые островные дуги и отделяющих от них океанические территории. Это единственная зона абиссали, где в придонных слоях мощностью 1,5—5 м проявляются резко восстановительные условия и могут возникать сероцветные и черносланцевые (?) формации.

В пределах окраинных океанических территорий наиболее полный желобовый формационный ряд вскрыт денудацией на о-ве Барбадос, поднимающемся на южном продолжении Пуэрториканского глубоководного трога и находящемся в 150 км к востоку от Малой Антильской островной дуги [21]. Здесь внизу залегают мощные (по-видимому, прагеосинклинальные) формации. В основании их находится меловая (?) карбонатная, на ней — мощная палеогеновая глубоководная турбидитно-флишоидная формация Скотланд, сильно деформированная, с подводными оползнями и грязевулканическими дайками. Выше залегают (видимо, квазиплатформенные) эоценовые маломощные (десятки метров) океанические формации: глубоководная (опоковидная) радиоляритовая со слоями глубоководной красноглинной, на ней лежит также не очень мощная глубоководная глобигериновая карбонатная фор-

мация, которая, судя по составу глобигерин, отложена на глубинах до 3—4 км. В вышележащих слонистых карбонатных формациях неогена пелагические планктонные фораминиферы сменяются мелководными неритовыми. Разрез венчают плиоценовые рифовые известняки, содержащие озокерит.

Разрез желобовых формаций Барбадоса представляется почти уникальным. Аналогичную позицию занимают, по-видимому, острова Тимор и Сумбава в Индонезийском архипелаге, поднявшиеся на восточном продолжении Зондского глубоководного желоба.

Для желобовых рядов характерно невыдержанное, линзообразное залегание формаций в поперечном разрезе, чередование базальтоидных формаций, глубоководных квазиплатформенных силицитовых. Диатомиты встречены в Курильском желобе. Особенно характерны для этого ряда глубоководные турбидитные флиши, включая грубообломочные (дикий флиш?, олистостромы, реже непереотложенные оозовые карбонатные (впадина Блейк-Багама) и переотложенные карбонатно-турбидитные (Пуэрториканский желоб). В этих желобах выклинивается гранито-гнейсовый структурно-формационный этаж, появляющийся ближе к континенту в смежных островных дугах.

В ископаемом состоянии формации переходных зон нередко подвергались интенсивным зеленокаменным метаморфическим изменениям. Характерно появление пород глаукофановой фации динамометаморфизма — жадеитовых, лавсонитовых, возникающих (по Н. Л. Добрецову) при избыточно высоком стрессовом давлении в зонах Бенъофа.

Окраинно-материковые островодуговые горообразовательные формационные ряды. В пределах окраинно-материковых островных дуг земная кора утолщается до 16—35 км. Формации становятся весьма разнообразными по составу. Некоторые исследователи относят образование островных дуг к геосинклинальной стадии.

Однако лишь только иногда, например, в альпийском Средиземноморском поясе (Срединный Памир, Каракорум, Гиндукуш, Ладак), островные дуги непосредственно переходили в геосинклинали, и здесь трудно провести между ними границу. В других случаях между развитием древнейших островных дуг и геосинклиналей (например, в Индостане и на Юго-Западном Памире) протекает ряд длительных стадий: пракоинтентальная, протоплатформенная, прагеосинклинальная, квазиплатформенная.

Также и в современных островных дугах Индонезии, Японии в основании формационного ряда появляется гранито-гнейсовый кристаллический фундамент типа рифейской или раннепалеозойской серии Хиды, имеющей мощность не менее 15 км и покрываемой силуром. Выше следуют главным образом прагеосинклинальные средне- и позднепалеозойские флиши. Их можно отнести к прагеосинклинальной стадии, так как на них, также как и на о-ве Барбадос, лежат маломощные пермские и триасовые карбонатные и карбонатно-силицитовые турбидитные формации уже

отмеченного квазиплатформенного типа. Еще выше отложены более обычные формации.

Ядра островных дуг, например, в Японии, по-видимому (судя по геофизическим данным Мицуи Тамака), сложены перидотитовидными интрузиями (которые сопровождаются крупными залежами хромита), что также является отличием от геосинклинальных поясов с их метабазитовыми корнями. Эти интрузии, а также удаленные и прибрежные силицитовые формации особенно характерны для островодугового ряда, наряду с различными формациями: габбровыми, габбро-перидотитовидными, габбро-гранитоидными, базальтовыми, спилит-кератофировыми и исключительно мощными базальт-андезитовыми. Андезиты островных дуг резко обогащены кальцием, возможно, благодаря ассимиляции подстилающих квазиплатформенных формаций. Андезитовая линия, окаймляющая окраинно-материковые островные дуги со стороны океанов, считается границей между последними и смежными разрастающимися континентами. Гранитоидные интрузии невелики; преобладает диоритовая формация, реже встречается гранодиоритовая и калиевая гранитная (последняя отсутствует в малых островных дугах, например в Малой Антильской). Имеются ядерные малоинтрузивные гранитоидные и гранит-порфировые, интрузивнопорфировые формации. По-видимому, отсутствуют щелочно-габброидные и щелочно-гранитоидные формации. Пневматолито-гидротермальные месторождения представлены весьма разнообразными телами, но в их составе почти нет крупных месторождений (кроме колчеданных). В остальном островодуговые ядерные и междуядерные ряды близки к наблюдаемым в геосинклинальных поясах.

Таким образом, судя по данным изучения Индонезии и Японских островов, а также Южного Памира, островодуговые горообразовательные ряды образуются после квазиплатформенного ряда, продолжающего тенденции развития океанических рядов, а также сближаются с геосинклинальными.

В островных дугах междуядерного типа, например в Сахалинской, устанавливается следующий формационный ряд (снизу вверх): 1) палеоценовая молассовая угленосная (аркозовая); 2) эоценовая шлировая; 3) эоцен-олигоценная батияльная флишоидная; 4) раннемиоценовая базальтоидная; 5) раннемиоценовая батияльная (?) силицитовая, перемежающаяся с удаленной пелитовой и липаритоидной (кислые туфы); 6) среднемиоценовая базальтоидная; 7) среднемиоценовая, молассовая угленосная (аркозовая); 8) позднемиоценовая, глубоководная (?) силицитовая; 9) выше перемежающаяся с ней удаленная пелитовая; 10) четвертичная перерывная.

По данным Г. К. Мельниковой, главная вулканическая зона Урала сопоставляется с островными дугами и характеризуется вначале натровыми формациями — недифференцированной спилит-диабазовой формацией, позднее — контрастно дифференцированной диабаз-кварц-альбитофировой и в конце — последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитовая пестрой по составу

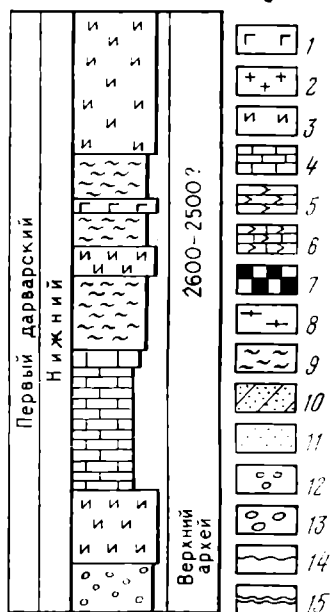
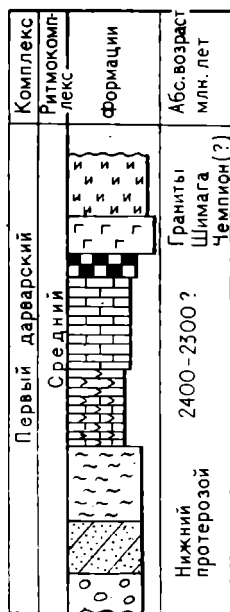


Рис. 130. Схематические разрезы праконтинентальных геологических комплексов (ГК) Дарварского пояса Индостана. Интерпретация данных Д. Вадия, М. Кришнана и др.

Породы: 1 — габбро, 2 — гранитоиды, 3 — кислые и основные эффузивы, 4 — мраморы, 5 — ортоамфиболиты, 6 — параамфиболиты, 7 — железные руды, 8 — гнейсы, 9 — слюдистые сланцы, 10 — кварциты (с прослоями сланцев), 11 — песчаники (с прослоями аргиллитов), 12 — гравелиты, 13 — конгломераты, 14 — поверхность размыта, параллельное несогласие, 15 — угловое несогласие

известково-щелочной серией. Она наиболее типична для островных дуг. В ней базальты дополняются преобладающими андезитами. Наконец, после этих формаций (так же и в островных дугах) завершающей является базальт-трахитовая (присутствуют шошопитовые и банакитовые порфиры).

Праконинентальные горообразовательные формационные ряды слагают древние архейско-раннепротерозойские праконтиненты, например, Индостанский (рис. 130), Таримский и, возможно, соответствующие им молодые микроконтиненты, например, Новозеландский (по Р. П. Деменицкой), сложенные из прираставших друг к другу окраинно-материковых островных дуг. В этих рядах продолжается развитие тенденций, намеченных в океанических рядах. Для них характерно нарастание и усложнение формационных рядов, связанное с продолжающимся утолщением земной коры. Внизу широко разрастается кристаллический фундамент, наметившийся в срединно-океанических хребтах и окраинно-материковых островных дугах. При этом в нем развивается как нижняя метабазитовая часть, так и верхняя гранито-гнейсовая.

К ископаемым предконтинентальным формациям авторы относят залегающие в основании континентальной коры древнейшие зеленокаменные ядра праконтинентов, сложенные, в частности, катархейскими чарнокитами Нилгири в Индостане и раннепротерозойскими гранатовыми амфиболитами туюкарынской свиты в хр. Киргизском. Для праконтинентов особенно характерно широкое распространение вышележащего гранито-гнейсового кристаллического фундамента. Разрастание праконтинентальных форма-

инных рядов сверху связано с дальнейшим развитием и разрастанием островных дуг, порождавших праоконтиненты, и происходило параллельно с дальнейшей метаморфизацией собственных им формаций.

Индостанский праоконтинент возник из архейско-раннепротерозойской Дарварской островной дуги и приросшей к ней раннерифейской Восточно-Гатской. В их разрезах на праоконтинентальных чарнокитах лежат многократно повторяющиеся разновозрастные формации, разделенные перерывами и несогласиями, слагающие праоконтинентальные геологические комплексы и подчиненные им ритмокомплексы.

Древние ритмокомплексы сложены внизу мощными магматизированными метапелитовыми парагнейсами, биотитовыми сланцами, обильно пронизанными жилами, выше силикатными мраморами; сверху лежат метамергельные и метабазитовые амфиболиты, чередующиеся с метапелитовыми гнейсами и метапелитовыми силлиманитовыми и кианитовыми сланцами и железо- и марганцевородными формациями. В более молодых ритмокомплексах преобладают шлировые и молассовые формации, сохранившиеся на более низких ступенях метаморфизма, а в ядерных зонах в их верхах появляются даже липаритоидные (порфиро-туфовые) формации. Развитие каждого праоконтинентального ритмокомплекса завершается внедрением батолито-штокового гранитоидного комплекса. Размеры батолитов, по-видимому, ограничены. Слагающие их гранитоидные формации принадлежат к абиссальным и мезоабиссальным фациям — в древнейших геологических комплексах; мезоабиссальным и гипабиссальным — в более молодых. В последних появляются также предшествующие гранитоидам габброидные и габбро-гранитоидные формации. В строении праоконтинентов удастся различать сердцевины ядер, окраинноядерные зоны, особенно богатые гранитоидами, также переходные (в них располагаются чарнокиты) и междуядерные.

Для архейско-раннепротерозойских праоконтинентов типично исключительно широкое и мощное развитие гранито-гнейсового фундамента, что, видимо, связано с повышенным радиотермическим режимом. Формирование этого кристаллического фундамента продолжалось и позднее, в ходе развития прагеосинклинальной стадии (геосинклинальная не проявилась на праоконтинентах).

Протоплатформенные равнинообразовательные и переходные формационные ряды. На глубококометаморфизованных праоконтинентальных формациях несогласно залегают протоплатформенные материковые покровы. В Индостане, в центрах ядер Дарварского пояса (рис. 131), а также Восточно-Гатского они начали отлагаться еще одновременно с продолжающимся развитием соседних праоконтинентальных и прагеосинклинальных окраинноядерных и междуядерных зон.

Протоплатформенные формационные ряды представлены на Индостанском (куддапахская, виндийская серии) и на Таримском (синийская серия) праоконтинентах, а также развиты на Восточно-

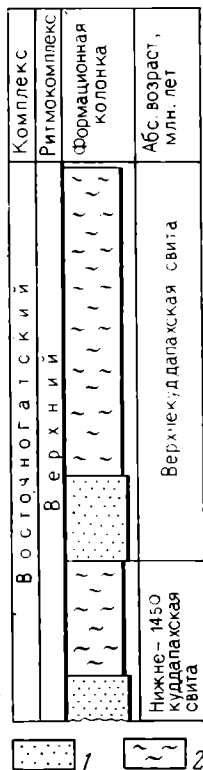


Рис. 131. Схематический разрез протоплатформенного куддапахского формационного ряда (средний рифей, абсолютный возраст — около 1,4—1,5 млн. лет), Индостан. Интерпретация данных Д. Вадия, М. Кришнана и др.

Формации: 1 — молассовая и шилловая (главным образом песчаники). 2 — удаленная пелитовая.

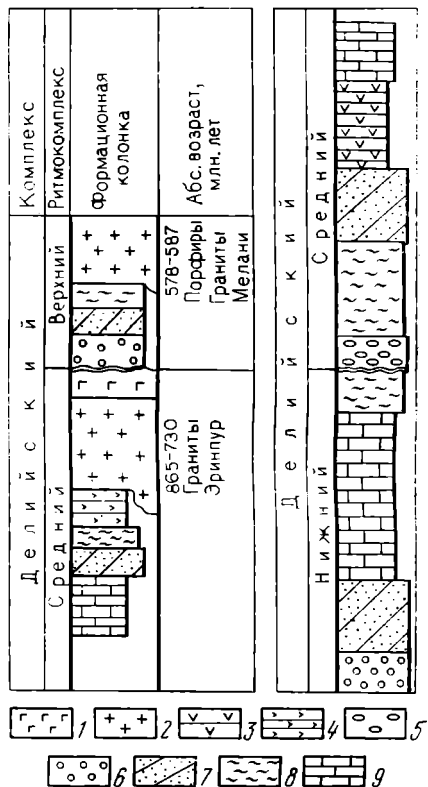


Рис. 132. Схематический разрез прагеосинклинального делейского геологического комплекса (верхний рифей — венд). Индостан. Интерпретация данных Д. Вадия, М. Кришнана, Н. П. Семененко.

Формации: 1 — габброидные, 2 — гранитоидные батолито-штоковые и малонитрузивные, 3 — параамфиболитовые, 4 — диабазовые, 5 — молассовые, конгломераты, 6 — то же, гравелиты, песчаники, 7 — шилловые (песчаники, сланцы, слои известняков), 8 — удаленные пелитовые (сланцы), 9 — карбонатные.

Европейской и других древних платформ. Присутствуют базальтоидные формации, среди осадочных преобладают молассовые (часто красноцветные) и шилловые (содержащие глауконит); реже встречаются удаленные пелитовые, еще реже карбонатные. Распадаются на ряды четко выраженных ритмокомплексов, ритмолщ, ритмосвит. Мощности этих формаций измеряются сотнями и тысячами метров. Обычно они умеренно или слабо деформированы и почти не метаморфизованы.

Прагеосинклинальные формационные ряды. На окраинах прагонтинентов в прагеосинклиналях продолжалось с начала рифея

наращивание континентальной коры (рис. 132). Прагеосинклинали были представлены субокеаническими впадинами, масштабы которых, видимо, приближались к размерам современных окраинных морей, еще недавно находившихся в этой же стадии.

Прагеосинклинальные формации еще более, чем пракоинтентальные, напоминают геосинклинальные (эвгеосинклинальные, в понимании некоторых тектонистов). Отделить их от последних помогает наличие отложившихся в промежутке между ними квазиплатформенных образований и гораздо меньшее содержание в них карбонатных формаций.

В прагеосинклинальном формационном ряду по площади распространения преобладают междуядерные формации, среди которых нередко базальтоидные (диабазовые, спилит-кератофировые), а также турбидитные флишоидные.

Ближе к берегам субокеанов образуются главным образом аспидные формации, а у берегов пракоинтентов и вблизи островных дуг — шлировые, реже молассовые. Карбонатные формации здесь обычно играют второстепенную роль, но в них могут содержаться магнезиты и даже промышленные свинцово-цинковые стратиформные руды (например, в позднерифейской аравалийской серии Индостана). Нередки удаленные батинальные силицитовые формации, в том числе углеродисто-силицитовые, содержащие широкий набор различных цветных, редких металлов и рассеянных элементов. Соседние с междуядерными переходные зоны характеризуются ультрабазитовыми и обильными базитовыми формациями. Слагающие их породы обычно эпиметаморфизованы, нередко мезометаморфизованы и даже катаметаморфизованы.

В разрезах ядерных зон также содержится немало базитовых формаций. Но здесь особенно обильны многофазные кислые порфиро-туфовые, гранитоидные (батолит-штоковые и малоинтрузивные) и габбро-гранитоидные, нередко представленные плагногранитами (Северный Тянь-Шань). Осадочные формации (туфошлировые, туфомолассовые и др.) здесь играют подчиненную роль. Толщи довольно умеренно деформированы и образуют пеструю мозаику блоков, разделенных нарушениями.

Праплатформенные равнинообразовательные формационные ряды. В мощные прагеосинклинальные формационные ряды местами вклиниваются маломощные праплатформенные, представленные главным образом олигомиктовыми молассовидными красноцветными, также шлировидными и реже галогенными (поздний рифей Австралии, венд-кембрийская свита Соляного края в Индостане) формациями. В более удаленных от берега участках в них иногда преобладают карбонатные формации ленточно-слоистого строения, с водорослевыми биостромами, реже удаленные пелитовые (ранне-среднерифейская ортотауская свита в Северном Тянь-Шане).

Квазиплатформенные равнинообразовательные формационные ряды. Из областей островных дуг полого залегающие квазиплатформенные формации мезозойского и кайнозойского возраста рас-

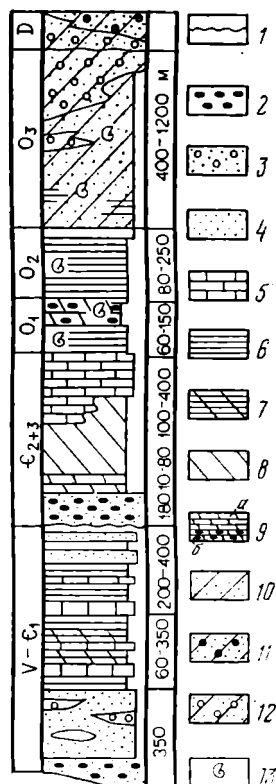
пространяются в пределы обширных альпийских глубоководных субокеанических впадин Средиземного и Черного морей, Восточноазиатских окраинных морей, Карибского моря, Мексиканского залива, где перекрывают и выравнивают более древнее ложе. Последние данные, полученные с помощью глубоководного бурения, драгирования и сейсмических исследований, доказывают развитие здесь варисского и более древнего (очевидно, прагеосинклинального) складчатого основания, включающего разновозрастные гранитонды (от рифейских до альпийских включительно в Японском море). Квазиplatformенные отложения, накопившиеся после длительного поднятия, залегают на них с резким несогласием. Среди этих квазиplatformенных формаций преобладают глубоководные пелитовые и карбонатные, часто к окончанию ритмосерий битуминозные.

В Средиземноморье установлено резкое обмеление и поднятие дна бассейна в конце миоцена, вслед за чем повсеместно отложилась мессинская лагунная свита каменной соли средней мощностью в 1 км (до 2,5 км). Соли и гипс известны также в разрезе отложений Мексиканского залива. Такое обмеление и отложение галогенных формаций в процессе накопления квазиplatformенного ряда отвечает проявлению предшествовавшего ему общего поднятия и размыва дна субокеанических впадин, что свидетельствует о их неустойчивом оротектоническом рельефе и о постоянных вертикальных колебаниях, опровергая представления о том, что субокеанам свойственно только длительное стабильное глубоководное состояние. Неустойчивость, приводившая к значительным вертикальным колебаниям, доказывается также последующей их историей. По окраинам бассейнов маломощные квазиplatformенные формации накрываются мощными деформированными геосинклинальными неогеновыми и четвертичными формациями, которые представлены главным образом чередующимися мелководными шлировыми и наземными молассовыми. В западной и южной части Куриско-Рионской впадины выступает плоская Рионская плита, сложенная маломощными меловыми и палеогеновыми формациями, относящимися к предшествующей квазиplatformенной стадии.

В Южном и Среднем Тянь-Шане маломощные квазиplatformенные формации слагают толщи конца венда — кембрия и нижней половины ордовика (рис. 133). При своем образовании они также перекрывали обширные прагеосинклинальные субокеанические впадины и выравнивали их дно. Несогласно залегают на байкальских прагеосинклинальных осадочных, базальтоидных и реже гранитоидных формациях. Их разрез внизу сложен молассовидной зелено-красноцветной формацией и лагунной гипсоносной внутри впадин, чаще шлировидной, изредка диабаз-спилитовой формацией (Сары-джаз); выше — удаленной пелитовой и разнообразными силицитовыми, в частности, радиоляритовой и рудоносной углеродисто-силицитовой, а в самом верху и марганцовисто-силицитовой субформацией. Отлагались также карбонатные ленточные (места-

Рис. 133. Ряд поздневендско-среднеордовикских квазиplatformенных и позднеордовикско-девонских геосинклинальных формаций Среднего Тянь-Шаня (Джетынтау). По Л. Д. Медведеву.

Формации: 1 — перерывная (поверхность размыта); 2 — тилитоподобная, молассовидная (валунистые «глины»); 3 — молассовидная (конгломераты); 4 — молассовидная и шлировидная (песчанники, алевролиты); 5 — карбонатная (известняки); 6, 7 — удаленные пелитовые (6 — серые, зеленовато-серые глинистые, кремнисто-глинистые, известково-глинистые сланцы, 7 — красновато-коричневые, вишнево-красные гематит-глинистые сланцы); 8 — застойные темно-серые до черных, углеродисто-пелитовые сланцы; 9 — углеродисто-силицитовые лядиты (а, б — железисто-марганцовисто-силицитовая — яшмы, рудоносные яшмы). Шлировые и молассовые: 10 — песчанники; 11 — гравелиты; 12 — конгломераты; 13 — макро- и микрофауна



ми будинированные) и биостромные отложения, перемежающиеся с удаленной пелитовой формацией, иногда содержащей лагунную фауну. Выше следуют мощные осадочные геосинклинальные формации верхов ордовика, среднего и верхнего палеозоя и частью триаса, образующие варисский геологический комплекс.

Геосинклинальные горообразовательные формационные ряды. Образовывались во время наиболее интенсивного утолщения континентальной коры (до 40—50, реже до 60—70 км). На этой стадии в пределах геосинклинальных зон в глубине земной коры возникает мощный метацокольный гранито-гнейсовый кристаллический фундамент (до 10—15 км), в формировании которого, возможно, участвовали даже и палингенные процессы.

Геосинклинали характеризуются наиболее разнообразными типами формаций (мало океанитовых и щелочно-океанитовых). Среди них формируются диабазовые, в том числе спилит-кератофировая и габброидная формация, глубоководные оозовые карбонатные («аммонитико росса»); турбидитные флишоидные, аспидные и флишевые; мелководные карбонатные, в конце развиты особенно мощные — шлировые, туфошлировые и молассовые.

В ядрах роста коры на этой стадии впервые появляются крупные батолито-штоковые гранитоидные интрузии, с четырьмя обычными фазовыми формациями, а также мощные порфиرو-туфовые и особенно разнообразные и подчас крупные пневматолито-гидротермальные месторождения: свинцово-цинковые, медные и т. д.

Геосинклинальные формационные ряды, начиная с М. Бертра на изучались многими исследователями и многократно описывались в литературе (рис. 134). Но зачастую при этом к ним относился только ряд формаций межъядерных геосинклинальных зон. Последний, правда, выглядит наиболее представительным и делится на две разновидности.

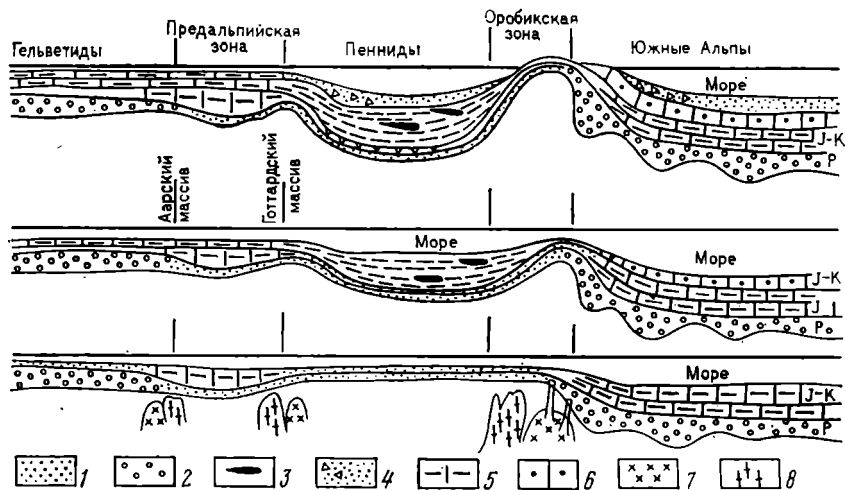


Рис. 134. Развитие геосинклинального ряда формаций в Альпах в мезозое. По де-Ситтеру:

1 — тонкие полуконтинентальные фации; 2 — молассовые конгломераты и вулканические фации; 3 — первичные ультрабазиты; 4 — флиш; 5 — эпиконтинентальные фации; 6 — глубоководные фации; 7, 8 — разновозрастные гранитоиды

1. Компенсированные междуядерные формационные ряды характеризуются тем, что как в поднимающихся подзонах, так и в опускающихся представлены, в общем, одинаковыми типами формаций, варьирующих в них главным образом по мощности (возрастающей в прогибах). Эта разновидность наиболее распространена в разновозрастных геосинклинальных поясах. Например, в Чаткало-Нарынской зоне снизу вверх сменяются такие формации: ордовик-силурийская молассовая зелено-красноцветная; силурийская шлировая; местами силурийская карбонатная; раннедевонская перерывная; эйфельско-франская молассовая красноцветная; франская шлировая; франско-фаменские и раннекарбоновые карбонатные формации, большей частью слоистые, иногда рифогенные; позднепалеозойские батолито-штоковые гранитоидные и щелочно-габброидные; перерывные, шлировые, молассовые.

2. Недокомпенсированные междуядерные формационные ряды проявляются реже, чем компенсированные. Они установлены на Западном Урале [21], в Альпах, а также в Южном Тянь-Шане. В пределах последнего во второй половине силура общий междуядерный геосинклинальный прогиб дифференцировался на многочисленные узкие (по 15—25 км) продольные подзоны двух типов: кордильерные и межкордильерные (рис. 135).

Кордильерные подзоны были относительно приподняты в рельефе морского дна. Сложены они главным образом позднесилурийскими, девонскими, ранне-среднекарбоновыми мощными мелководными карбонатными слоистыми и рифогенными формациями (образовавшие цепочки подводных отмелей и небольших островов),

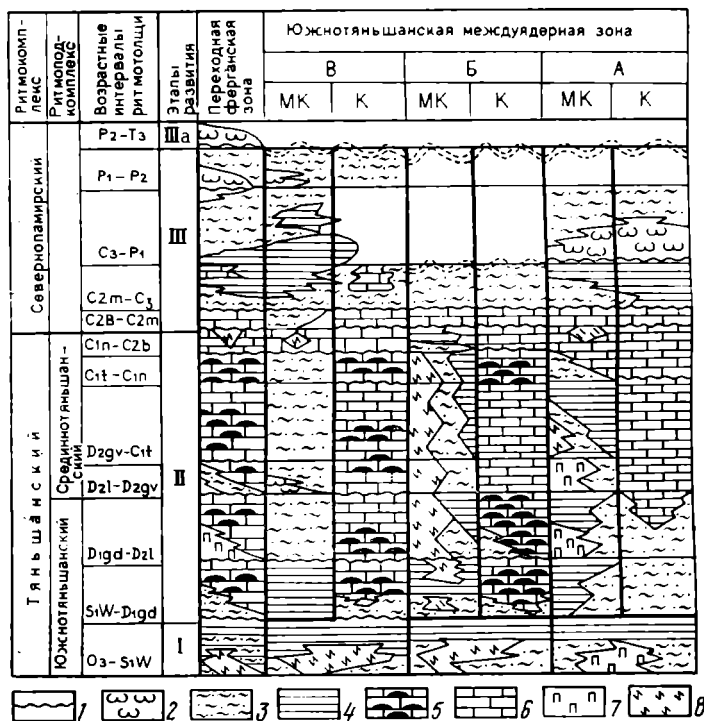


Рис. 135. Геосинклинальные формационные ряды Южного Тянь-Шаня.

А, Б, В — различные секторы междудерной зоны; МК — межкордильерные подзоны; К — кордильерные подзоны. Формации: 1 — перерывная; 2 — молассовая; 3 — шлировая; 4 — удаленные батинальные алюмосиликатные и силицитовые; 5 — рифогенная; 6 — карбонатная слоистая; 7 — андезитовая; 8 — диабазовая

частью шлировыми и изредка молассовыми и перерывными. Снос осадков был направлен от оси кордильеры в обе стороны к межкордильерным прогибам. Содержат залежи бокситов, свинцовоцинковые стратиформные руды. Из межкордильерных прогибов лишь внешний, предкордильерный, пограничный с Ферганской переходной зоной, зачастую являвшейся областью сноса, оказывается полностью компенсированным. Здесь накопились мощные толщи шлировых, диабаз-порфиритовых, прибрежных силицитовых и других формаций. Остальные межкордильерные подзоны, в основном из-за недостатка поступавшего в них извне осадочного материала, оставались в той или иной мере недокомпенсированными, в зависимости от их положения. Поэтому здесь в маломощных (десятки метров) свитах концентрируются отложения иногда даже нескольких геологических периодов. Они имеют в основном доннотечениевое происхождение, характеризуются продольным сносом. В них преобладают чередующиеся маломощные формации следующих типов: удаленные глубоководные ленточно-карбонатные и карбонатнофлишевые, а также удаленные пелитовые, мес-

тами переходящие в флишевые или аспидные, силицитовые углеродисто-силицитовые, часто рудоносные. Широко развиты также диабазовые и спилит-кератофировые.

В конце геосинклинальной стадии в среднем карбоне в Южном Тянь-Шане произошло общее поднятие, затем денудационное выравнивание кордильерных и межкордильерных зон, отложение позднепалеозойских шлировых и аспидных формаций. Шлировые и молассовые формации на заключительном этапе развития геосинклинали могли распространяться на значительные площади, нередко создавая мощные толщи. В это время интродировали батолито-штоковые гранитоидные и щелочно-гранитоидные формации. Именно в геосинклинальную стадию развития Южного Тянь-Шаня были сформированы самые представительные к настоящему времени месторождения — ртуты, сурьмы, олова, полиметаллов и др.

В современной структуре все эти толщи оказываются смятыми в довольно узкие линейные складки, сильно сжатые, иногда выжатые, осложненные и, как правило, разделенные продольными тектоническими нарушениями типа взбросов, разделяющими зоны на ряд чешуй. Эти разрывы нередко представлены надвигами. Но амплитуда горизонтального перемещения шарьяжей невелика, редко она превышает ширину подзон.

Переходные геосинклинальные зоны (Магианская, Ферганская и др.) обладают примерно таким же набором осадочных формаций, как междуядерные. Главное отличие этих зон в появлении здесь кислых пород ядерного типа: липаритоидных порфиро-туфовых, гранитоидных малоинтрузивных и других формаций. Из эндогенных формаций все же здесь преобладают базитовые (габброидные), диабазовые, спилит-кератофировые, ультрабазитовые и щелочные разности тех и других. Для отложений этих зон характерна более значительная степень метаморфизма, достигающего до появления глаукофановых сланцев.

Перечисленные особенности переходных геосинклинальных зон сближают их с желобовыми, окаймляющими окраинно-материковые островные дуги со стороны океана и называемыми также зонами Беньофа. Вместе с тем наличие здесь эффузивных и малоинтрузивных гранитоидных формаций является весомым доказательством неразрывной между собой связи ядерных и междуядерных зон в рамках геосинклинальных поясов. Это отрицалось некоторыми исследователями, предлагавшими оторвать ядерные зоны от геосинклинальных междуядерных и не относившими ядерные зоны к геосинклинальным поясам. Переходные зоны являются связующим звеном между теми и другими, чем и объясняется их название.

Формационный ряд в ядерных геосинклинальных зонах, например, в Кураминском ядре, характеризуется обилием перерывов и уменьшенной мощностью осадочных формаций, преимущественно более грубым их составом — преобладают туфогенные молассовые и шлировые, развиты также карбонатные слоистые и рифогенные. Для них характерна спокойная или брахискладчатая тектоника.

сбросовая мозаика. Особенно типичны липаритоидные (порфиротуфовые), базальт-андезитовые, трахиандезитовые и малоинтрузивные гранитоидные формации (липаритоидные, реже щелочно-липаритоидные); развиты гипабиссальные батолито-штоковые и щелочно-гранитоидные (нордмаркитовые) и небольшие щелочно-габброндные (эссекситовые и др.).

Континентальные формационные ряды

Отложения континентальных формационных рядов развиты в пределах континентальной ступени. Они отличаются от окраинно-материковых тем, что метаморфизм в них начинается только с глубин 8—10 км, так как эти ряды образуются после завершения основных процессов формирования континентальной коры. Прочие особенности не всегда являются решающими, в частности такие, как преобладание наземных и прибрежных мелководных отложений, а также обычно весьма малая роль магматических формаций, что справедливо не во всех случаях. Так, магматизм интенсивно проявляется в перигеосинклинальных поясах, переходных к геосинклинальным, а также в областях развития трапповых формаций.

Постгеосинклинальные горообразовательные формационные ряды. Выделяются два типа постгеосинклинальных рядов: 1) перигеосинклинальные и 2) периферические.

Перигеосинклинальные ряды слагают одноименные орогенные пояса, обычно располагающиеся вдоль самого края постгеосинклинальной области, у ее границ с одновременно развивающимся геосинклинальным поясом. В отличие от периферических они характеризуются активным развитием магматических формаций. Поэтому перигеосинклинальные формации нередко близки к формациям позднего этапа развития геосинклинального ряда, от которых их отделяет региональное несогласие.

Варисский Северный Тяньшанский перигеосинклинальный пояс отчетливо проявился в девоне—перми каледонского Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, окаймляя с севера Тяньшанский варисский геосинклинальный пояс. Здесь среди магматических формаций преобладают базальтоидные и щелочно-базальтоидные, липаритоидные (порфиртуфовые) и щелочно-липаритоидные; особенно часто встречаются габбро-гранитоидные, гранитоидные (чаще образующие небольшие, но иногда крупные интрузии), много габбро-диабазовых (порфиритовых) даек, имеются подчиненные габброндные (включая габбро-перидотитовые и их аналоги), нередко щелочно-габброндные, щелочно-гранитоидные. По-видимому, почти отсутствуют перидотитовые. Всюду преобладают молассовые и туфомолассовые, шлировые и туфошлировые формации, реже карбонатные и удаленные пелитовые. Сопровождаются весьма разнообразными рудными пневматолито-гидротермальными формациями.

Перигеосинклинальные формации юрского и мелового, отчасти палеогенового возраста окаймляют с севера Средиземноморский альпийский пояс, менее широкой полосой протягиваясь от Кушки по северным предгорьям Гиндукуша и Памира. В этом альпийском Средиземноморском поясе, кроме формаций, перечисленных выше, в ряду Тяньшанского присутствуют базальт-андезитовые, трахиандезитовые, реже базальтовые формации.

В периферических постгеосинклинальных рядах, в отличие от перигеосинклинальных, почти или полностью отсутствуют магматические формации; часто наблюдаются перерывные; преобладают молассовые красноцветные и угленосные, а также шлировые; встречаются удаленные пелитовые, силицитовые, карбонатные.

Тектоника постгеосинклинальных формационных рядов глыбово-складчатая, в целом значительно менее интенсивная, чем в геосинклинальных. В мезозойских постгеосинклинальных рядах Средней Азии, Тургая, Сибири проявлялись также мезорифтовые процессы (данные К. В. Боголепова), связанные с излияниями базальтов.

Много внимания привлекали постгеосинклинальные формационные ряды краевых прогибов. По данным Г. А. Кузнецова, краевые прогибы с течением времени эволюционировали.

1. Байкальский тип. В раннепалеозойских прогибах (Ангара-Ленский, Присаянский, Приенисейский) формируются мощные галогенные формации с незначительным содержанием грубых моласс; устанавливается продолжение этих формаций за пределами краевых прогибов.

2. Герцинский тип. В позднепалеозойских прогибах (Предуральском, Герцинском, Предуачитском) проявляются угленосные, сохраняются галогенные формации, более широкое развитие получают грубые молассы, наблюдается резкая смена формаций по площади.

3. Тихоокеанский тип. В мезозойских прогибах (Предверхоянском, Канадском) исчезают галогенные, значительное распространение имеют неритовая (песчаноглинистая) формация и угленосная молассовая.

4. Средиземноморский тип. В кайнозойских прогибах (Предкарпатский, Месопотамский, Предгималайский, возможно, Предандийский) проявляются шлировая, карбонатные, галогенные, угленосные молассы и завершающая грубая моласса, заполняющая прогиб. Формации невыдержаны в разрезе и по площади.

Продолжительность существования четырех типов разновозрастных прогибов с течением времени сокращается в отношении 4:2,3:3:1. В краевых прогибах соленосные формации сокращаются по объему и становятся более дифференцированными по типам, усиливается роль озерных и особенно болотных угленосных, а также наиболее грубых наземных молассовых. Нефть и газ встречаются в краевых прогибах всех возрастов, но наиболее крупные их месторождения связаны с кайнозойскими.

Рис. 136. Ряд платформенных формаций. Крупная ритмичность в строении платформенных палеозойских отложений Ленинградской области.

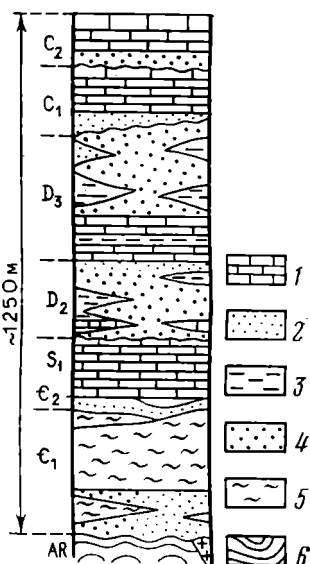
По Л. Б. Рухину.

Формации: 1 — карбонатные; 2, 3 — шлировидные (2 — белые пески, 3 — пестроцветные глины); 4 — молассовидная (красные пески); 5 — удаленная пелитовая батинальная (?) (синие глины); 6 — кристаллический фундамент (метаморфические породы)

Платформенные равнинообразовательные формационные ряды. Платформенные формационные ряды возникли после постгеосинклинальных, нередко отделяясь от них только поверхностью перерыва и параллельным несогласием. Они развиты в пределах древних платформ (например, Восточно-Европейской), где их образование продолжается до сих пор. В осевой и северной ее частях их трудно отделить от протоплатформенных рифейских (в которых встречаются трапповые и габбро-диабазовые формации). На юге, начиная с Днепровско-Донецкой впадины, им предшествовали постгеосинклинальные красноцветные молассовые и гипсовые формации девона и паралические угленосные толщи карбона. Для последних характерно регулярное ритмическое переслаивание шлировых формаций и угленосных молассовых. В них встречаются габбро-диабазы, известны месторождения ртути. Выше лежат молассовые красноцветные формации с месторождениями медистых песчаников и галогенные.

В платформенных формационных рядах на долю перерывов и связанных с ними перерывных формаций обычно приходится в 2—3 раза больше времени, чем на интервалы, документированные седиментацией (см. рис. 63). Эти ряды содержат молассовидные красноцветные формации девона Восточно-Европейской платформы (рис. 136), перми Предуралья и Донбасса; молассовидные угленосные формации карбона Подмосковья, разнообразные карбонатные породы девона—карбона Подмосковья; а также галогенные пермо-триасовые отложения Предуралья и Донбасса. Широкое распространение имеют удаленные пелитовые формации (юра, палеоген) с фосфоритами, иногда встречаются силицитовые (опок, трепелы) и битуминозные сланцы (ордовик Прибалтики, юра Поволжья). Среди платформенных формаций известны крупные месторождения фосфоритов, пластовых железных руд (Липецк), марганец (Никополь), глин, песков и т. д.

В Тянь-Шане и на Урале время отложения равнинообразовательных платформенных (неоплатформенных) формаций было ограничено палеогеном, частично поздним мелом. Им предшествовало образование постгеосинклинальных формаций, охватившее мезозой, а в Северном Тянь-Шане также поздний и средний палеозой.



Нельзя не отметить, что в то время, как в Средней Азии и севернее ее откладывались равнинообразовательные палеогеновые формации, южнее, в Средиземноморском поясе, напротив, развернулись наиболее интенсивные горообразовательные и магматические процессы с извержением больших масс гранитных и порфировых формаций. Объем последних, по Н. В. Короновскому, превосходит 200 тыс. км³. В Индостане на границе мела и палеогена произошли еще более значительные извержения, приведшие к образованию деканских траппов. Такое несоответствие в интенсивности магма-тектонических процессов в смежных областях объясняется тем, что извержения столь колоссальных масс магмы ослабили тектонические напряжения в обширных более северных регионах, относящихся к Средней Азии и Сибири, с чем и было связано кратковременное проявление здесь равнинообразовательных неоплатформенных процессов.

Тем не менее, в платформенном палеогене Тянь-Шаня представлены почти все формации, какие наблюдаются, например, на Восточно-Европейской платформе. Они образуют довольно крупные ритмические серии типа ритмосвит, включая разделенные перерывами молассовидные красочетные формации (даний, среднеэоценовые среднеалайские и риштанские слои, эоцен-олигоценые сумсарские, олигоцен-миоценовые шурысайские), гипсоносные формации (даний, эоцен-олигоценые, верхнесумсарские слои), шлировые (эоцен-палеоцен); карбонатные (раннепалеоценовые бухарские слои, среднеэоценовые алайские и туркестанские); широко развиты удаленные неритовые пелитовые (позднепалеоценовые сузакские и позднеэоценовые риштанско-исфаринско-ханабадские, своеобразные малиновые эоцен-олигоценые сумсарские). Имеются выдержанные позднепалеоценовые туранские рудоносные горючие сланцы, которые у берегов бассейна замещаются силицитовыми (опоки). В Южнотаджикской депрессии встречены дайки габбро-диабазов (Хаудар), в Ферганской отмечены прослои вулканических пеплов. Они содержат залежи газа и нефти, самородной серы и т. д.

Образование неоплатформенных формаций сменилось отложением горообразовательных постплатформенных формаций неогенового и четвертичного периодов.

Постплатформенные горообразовательные (неорифтовые) формационные ряды. После широко распространившегося в Азии платформенного выравнивания земная кора испытала здесь рифтогенез. В неогеновом и четвертичном периодах она была деформирована с образованием обширных сводовых и глыбово-складчатых поднятий, разделенных протяженными впадинами. Их возникновение невозможно объяснить без допущения растяжения коры и породившем его расширении недр, что подтверждается нередким развитием сопутствующих излияний базальтов. Все эти явления обобщаются под названием «рифтогенез» (в широком смысле). Такая сопряженность всех этих процессов особенно наглядно выразилась в Индостане, где после развития меловой платформы, на границе

мезозоя и палеогена произошли мощные извержения деканских траппов, сопровождаемых габбро-диабазовыми и мелкими кислыми интрузиями. После этого Индостан превратился в серию своеобразных поднятий: Восточных и Западных Гат, Виндийских, о-ва Шри-Ланка и др., расчлененных крупными сбросами и рифтовыми грабенами Годовари, Талчир, Джелам, Семри, Камбей и др. В них отложились кайнозойские молассовые формации, а у краев Индостанского полуострова шлировые, иногда карбонатные и удаленные неритовые пелитовые.

В Средней Азии извержения постплатформенных наземных эффузивных формаций в основном произошли позднее (абс. возраст 40 млн. лет). Они проявлялись спорадически, главным образом в Центральном и Северном Тянь-Шане. При этом возник обширный Тяньшанский свод, расчлененный сбросами и рифтовыми грабенами. К числу последних относятся впадины оз. Иссык-Куль, Нарынская, Ангренская и др. Контуры этого свода примерно совпадают с границами палеогеновой трансгрессии, а позднее он был окружен и расчленен впадинами, в которых происходило накопление озерных галогенных, а также трапповых, молассовых красноцветных и буроцветных формаций (рис. 137).

От Тянь-Шаня протянулся к северо-востоку мощный Трансзиатский рифтовый пояс Наливкина, включающий серию кулисообразно расположенных сводовых поднятий Тарбагатай, Алтая, Саян, Прибайкальских и Забайкальских хребтов, Становой и, по-видимому, Верхоянский хребты. Они также осложнены многочисленными грабенами, среди которых наиболее известен Байкальский. Этот пояс сопровождается частыми землетрясениями, родоновыми эксгаляциями, термальными источниками и молодыми рудообразующими процессами. На севере Трансзиатский рифтовый пояс в районе моря Лаптевых, через хр. Гаккеля и Исландию, сопрягается с Мировой срединно-океанической рифтовой системой.

Постепенно ослабевая, рифтогенные процессы распространялись от Трансзиатского рифтового пояса на смежные перифрифтовые области Турана, Центрального Казахстана, Западной и Вос-

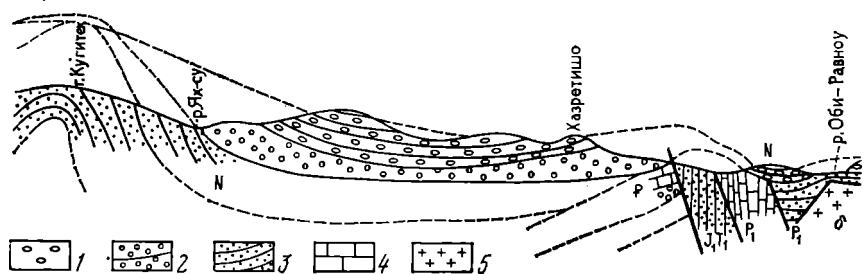


Рис. 137. Консидиментационная псевдодиапировая складчатость в неогеновых серо-буроцветных и красноцветных молассах Дарваза.

1 — серо-буроцветные конгломераты; 2 — красноцветные гравелиты и песчаники; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — диориты

**Формационные ряды рифтовых поясов Юго-Западной Африки.
По И. Н. Крылову и Н. В. Горлову**

Континентальная ступень		Предконтинентальная ступень
Наземные ряды	Мелководные ряды	Батинальные ряды

Олигоцен-миоценовая терригенная серия Малембо (не испытала рифтогенеза)

Надсолевая альб-сеноманская серия Иабе (продолжающийся рифтогенез)

Молассовая формация Вермело	Прибрежная карбонатная формация Пинда		Батинальная терригенная формация Монте-Сера
—	Прибрежная слоистая карбонатная формация	Рифовая карбонатная формация	—
—	Продолжающийся рифтогенез Аптская соляная формация Лоэма		—

Перерывная формация, размыв, пенепленизация ранних рифтовых оротектонических структур

Позднеюрско-неокомская серия Букомази

Угленосная молассовая формация	Неритовая удаленная пелитовая формация	Батинальная битуминозно-аргиллитовая Букомази формация

Длительное развитие перерывной формации, несогласие

Докембрий

точной Сибири (которые часто относятся к числу платформенных). Здесь также проявляются активные неотектонические и иногда сейсмические процессы (Туран); наблюдаются восходящие воды и повышенные тепловые потоки, т. е. явления, типичные для рифтогенных областей и не свойственные платформам, в частности, Восточно-Европейской.

В наземных рифтовых грабенах на платформенном ряду формаций откладываются типичные для рифтогенеза молассовые и подчиненные базальтоидные, щелочно-базальтоидные и щелочно-пикритоидные. Последние обладают большими размерами в рифтовых поясах Сибири и Восточной Африки. В прибрежных рифтогенных районах в основании моласс добавляются шлировые, а в предконтинентальных — и другие типы формаций.

По данным Е. Р. Алиевой и Е. В. Кучеруку, ограниченные долгоживущими разломами линейные рифогенные грабены Катазии, Красного моря заполнены терригенными и базальтоидными, часто континентальными формациями, мощными черносланцевыми, эвапоритовыми и карбонатными. Они резко изменяются по составу и мощности, несут залежи нефти и газа.

В рифтовых грабенах, осложнивших континентальный склон Юго-Западной Африки, И. Н. Крыловым и Н. В. Горловым установлены горизонтальные и вертикальные формационные ряды, приведенные в табл. 34.

Общее сопоставление разных типов формационных рядов

Приведенные данные показывают, что можно предварительно установить типовую последовательность образования формаций в формационных рядах для океанических, окраинно-материковых и континентальных стадий развития земной коры.

Из сравнения стадийных формационных рядов видно, что в смежных рядах имеется достаточно много общего в составе фациально-петрографических типов формаций и в их последовательности. Вместе с тем в каждом последующем типовом формационном ряду устанавливается закономерное вытеснение одних типов формаций другими. При этом формации, характерные для океанических рядов, вытесняются формациями окраинно-материковых рядов, а последние все более замещаются формациями континентальных формационных рядов.

Сопоставляя изменения, устанавливаемые по всей последовательности формационных рядов, и дополняя формации одних рядов формациями других, можно из всех типовых стадийных формационных рядов построить закономерный обобщенный ряд, согласованный со сменой стадий развития земной коры и отражающий общую последовательность в появлении и исчезновении определенных типов формаций [28]. Такой обобщенный формационный ряд должен быть согласован с закономерной сменой типов глубинных разрезов земной коры. Следовательно, на него можно опираться при косвенном установлении типов строения земной ко-

ры в разных регионах, для отдельных стадий, характеризующихся определенными формационными рядами и сменявших друг друга в геологическом прошлом.

При рассмотрении обобщенного формационного ряда можно заметить некоторые закономерности.

Прежде всего обращает на себя внимание смена последовательных стадийных типов магматических формаций, вызванная тем, что в ходе развития океанических стадий при все большем нарастании базальтовой оболочки преобладают базальтоидные, а позднее габброидные, и лишь отчасти проявляются ультрабазитовые, а иногда липаритоидные продукты расщепления основной магмы. Почти во всех этих рядах устанавливается много представителей своеобразных щелочных формационных типов. Однако здесь ограничено количество пневматолито-гидротермальных формаций и особенно мало рудных их представителей.

В окраинно-материковых формационных рядах, характеризующихся нарастанием не только базальтовой оболочки, но и гранито-гнейсовой, перечисленные ряды формаций дополняются преобладающими гранитоидными и липаритоидными. Но при этом сокращается участие щелочных формаций.

Континентальные формационные ряды образуются в условиях, когда материковая кора сравнительно слабо изменялась глубинными процессами. Поэтому от геосинклинальных формаций, которыми завершается развитие окраинно-материковой ступени эволюции коры, резко отличаются формации постгеосинклинальной стадии — первой среди послеконтинентальных. Она характеризуется общим сокращением извергающихся магматических формаций (за исключением перигеосинклинальных поясов), а также тем, что среди них почти полностью исчезают ультрабазитовые.

В ходе последующей платформенной стадии магматизм практически прекращается. Вновь проявляется он лишь в ходе постплатформенной стадии. Но при этом кислые магматические формации почти исчезают; образуются только малые интрузивы гранитоидов и небольшие пятна липаритоидных и щелочно-липаритоидных излияний.

На этой стадии снова резко доминируют базальтоидные (трапповые) и щелочно-пикритоидные, габброидные и отчасти ультрабазитовые формации. При этом производные всех трех родоначальных магм — базитовой, ультрабазитовой и ацидитовой — снова, как и в океанических стадиях, обогащаются разнообразными щелочными представителями.

Однако магматизм континентальных стадий не является полным повторением океанических, так как, в отличие от магматизма последних, характеризуется достаточным разнообразием типов магматических формаций, также пневматолито-гидротермальных, включая различные рудные. Это лишний раз указывает на необязательность сопряженности последних с гранитоидными и вообще с магматическими формациями. Те и другие, параллельно друг другу, но в разных соотношениях, возникают в недрах литосферы.

Еще более четко отличаются ряды осадочных формаций, характерные для разных ступеней и стадий развития земной коры.

Океанические формационные ряды характеризуются главным образом глубокоководными оозовыми, а также рифогенными и удаленными флишондными формациями; наземные отложения развиты очень слабо, а лагунные вообще отсутствуют.

Окраинно-материковые формационные ряды отличаются от океанических резким сокращением доли абиссальных формаций; наряду с глубокоководными развиты мелководные, преобладающие в конце их развития, когда развиваются также наземные и появляются лагунные.

Континентальные стадийные ряды характеризуются почти полным исчезновением глубокоководных формаций, господствуют мелководные и лагунные, а позднее — наземные и перерывные.

Со всеми этими изменениями закономерно связана также смена типов метаморфических формаций.

В некоторых океанических формационных рядах, в частности, в срединно-океаническом, установлено широкое развитие эпиметаморфических формаций, местами проявления мезометаморфизма и, в порядке исключения, даже катаметаморфизма, по-видимому, ведущего к возникновению метабазитового кристаллического фундамента.

Разнообразные метаморфические формации возникают позднее, в ходе развития окраинно-материковых стадий, в связи с образованием складчатого основания материков, в частности, его эпиметаморфического цоколя, и особенно его метабазитового гранито-гнейсового кристаллического фундамента.

По данным Э. Б. Наливкиной, для архейской «пангеосинклинальной» (праконтинентальной) стадии, во впадинах характерен **площадный прогрессивный региональный метаморфизм** в условиях гранулитовой и близких к ней фаций, который в поднятиях сменяется региональным (палигенным?) образованием гранитов, протекавшим в той же и амфиболитовой фациях. Для следующей, раннепротерозойской геосинклинальной (прагеосинклинальной), стадии типичны такие же проявления метаморфизма, но проявлявшиеся в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях и не в площадной, а в поясовой форме, и диафторез архейских серий. Последовавшая среднепротерозойская субплатформенная (протоплатформенная?) стадия отмечена локально-поясовым прогрессивным региональным метаморфизмом и метасоматозом, развивавшимся в условиях зеленосланцевой фации — пренит-пумпеллиитовой (своейственной низким давлениям и особенно высоким температурам, развивавшимся в эффузивах), с ним сопряжен диафторез более древних серий.

По данным А. А. Сиворонова и Г. М. Яценко, метаморфизм в архее отличался высоким термическим режимом и фациальной однородностью, с протерозоя он стал резко неоднородным по площади и полифациальным.

В ходе внутриконтинентальных стадий складчатое основание и фундамент материков представляются почти неизменными, не затронутыми явными проявлениями метаморфизма. Кровля эпиметаморфических проявлений в целом в этих условиях находится на глубине 8—10 км. Вышележащие осадочные формации не подвергаются метаморфизму. Этот вывод распространяется на подавляющую часть разрезом материковых покровов, поскольку их мощность обычно меньше этих цифр. Впрочем, известны постгеосинклинальные интрузии мезоабиссальных гранитов типа рапакиви, сопровождающиеся метаморфизацией их подошвы. Ороговикование установлено в контактах крупных норит-перидотит-гранофировых интрузий типа Бушвельдского лополита.

Таким образом, каждая формация занимает определенное, фазовое положение в обобщенном формационном ряду и является «фазовой». Если мы дадим определенный номер каждой из фазовых формаций, то можно использовать такую нумерацию для построения графиков, отражающих смену формаций как в обобщенном формационном ряду, так и в отдельных стадийных формационных рядах.

На подобном графике, построенном для обобщенного формационного ряда, видно, что формации при смене стадийных формационных рядов в целом развиваются необратимо. В каждом последующем стадийном формационном ряду устанавливается все большее усложнение их состава, что отвечает такому же усложняющемуся поступательному развитию земной коры. На таком графике не устанавливаются какие-либо перерывы и нарушения в этой закономерности необратимого поступательного развития формаций земной коры (за исключением периферийно-океанических рядов у берегов Африки?). Поэтому в обобщенном ряду отсутствуют указания, какие могли бы свидетельствовать о частичной ее деградации, базификации, океанизации, т. е. о возврате к уже пройденным стадиям общего развития земной коры. Напротив, последняя при смене стадий характеризуется все большим усилением ее континентальных элементов.

Следовательно, изучение формационных рядов представляет еще одно наглядное опровержение гипотезы аннигиляции (уничтожения) континентальной земной коры. Авторы уже отмечали полнейшую беспочвенность таких представлений, противоречащих коренным закономерностям петрологии, геохимии, геофизики и региональной геологии и совершенно не учитывающих ступенчатое и стадийное развитие земной коры.

О необратимой эволюции формаций

Остановимся еще на некоторых моментах необратимой эволюции формаций и формационных рядов, отражающей общее развитие земных оболочек и Земли в целом. Эти вопросы очень важны не только для понимания изменения и смены типов формаций и формационных рядов в историческом аспекте, но и для происхо-

щего при этом преобразования типов полезных ископаемых и масштабов образуемых ими месторождений.

Некоторые исследователи отрицают возможность необратимых изменений Земли и ее геологических образований, ссылаясь на незначительную скорость преобразований, сохранность многих основных особенностей планетарного геологического процесса, включая существование литосферы (около 4,5 млрд. лет), а также давнее возникновение гидросферы, атмосферы, и даже биосферы (не менее 2,5 млрд. лет). Тем не менее нельзя отрицать наличие необратимых изменений всех геосфер по отдельности и вместе взятых, а отсюда приходится признать связанные с этим неуклонные преобразования типов геологических образований разного масштаба, что также доказывается неоспоримыми данными. Однако к необратимой эволюции нельзя относить, как это делают некоторые исследователи, периодические изменения какого-либо геологического процесса. Выше отмечалось, что в литосфере в результате центробежной магматической ее дифференциации на основе развития перидотитовой мантии возникла и разрастается базальтовая оболочка, и лишь из ее материала возникла гранито-гнейсовая и за счет обеих — осадочная оболочка. Эти явления отражаются в центробежном разрастании материковой коры, и отсюда же вытекает смена ступеней и стадий ее развития, отвечающих им поясов, зон и формационных рядов.

В разных этапах изменялись количественные соотношения различных петрогенетических рядов магматических формаций. Но для характеристики необратимой эволюции последних имеется наименьшее количество данных.

Анортозиты известны только в архее. Граниты рапакиви (данные В. Н. Москалевой и др.) известны в позднем протерозое. Только в архее и раннем протерозое известны палингенные и реоморфические граниты. Но это может быть связано с тем, что денудация еще не достигла тех глубин, на которых образовывались эти граниты в рифее и фанерозое.

Образование чарнокитов, типичное только для архея, зависит не только от наложения на них мигматитового процесса, но и от условий метаморфизма. Извержения базальтов-пикритов особенно усилились в кайнозое.

Особенно много данных накоплено по необратимой эволюции пневматолито-гидротермальных и стратиформных рудных формаций, в том числе осадочных, так как с ними связаны крупные месторождения полезных ископаемых.

Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко, опираясь на ряд опубликованных исследований, рисуют такую картину эволюции эндогенных геологических и рудообразующих процессов, происходивших на континентах с докембрия до современности (рис. 138). Ими выделяются три «эпохи» (которые, по мнению авторов, согласуются с параллелизируемым ниже разделением главных стадий развития земной коры и потому возрастные границы проявления этих

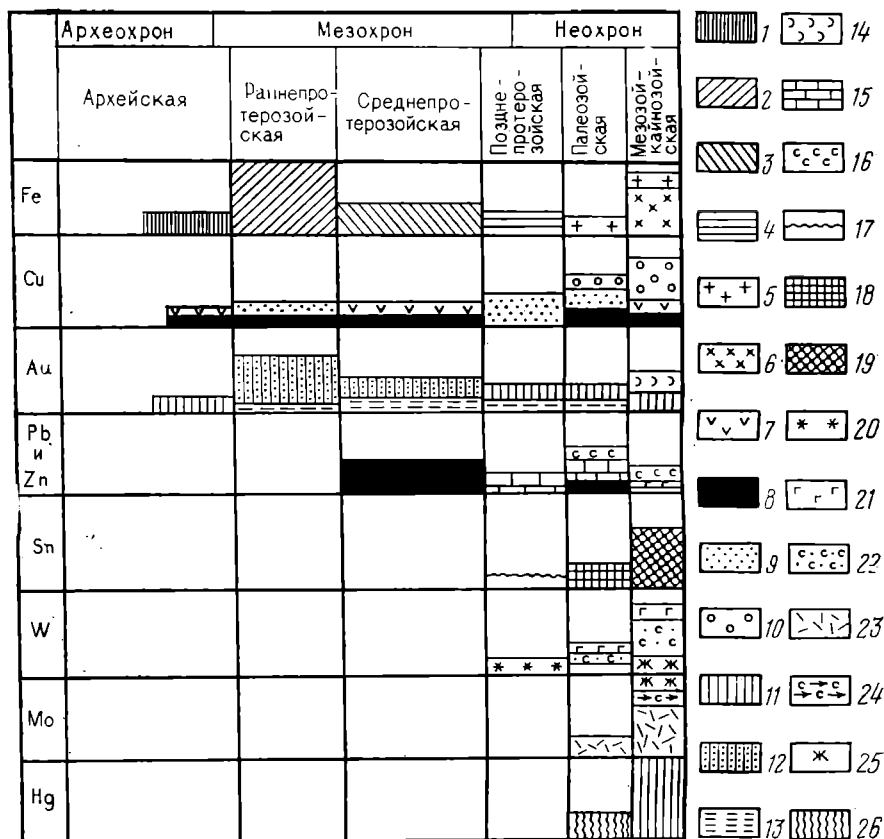


Рис. 138. Распределение рудных формаций в различные этапы развития континентов. По Д. И. Горжевскому, В. Н. Козеренко.

Железорудные формации: 1 — железисто-силициновые; 2 — то же, криворожского типа в ассоциации с известняковыми формациями; 3 — то же, итабиритового типа; 4 — то же, оолитовая и сидеритовая; 5 — скарновая; 6 — оолитовая. Меднорудные: 7 — медно-никелевая; 8 — колчеданная; 9 — медистые песчаники и сланцы; 10 — медно-порфировая. Золоторудные: 11 — золотоносная железисто-кварцевитовая; 12 — то же, с конгломератами; 13 — колчеданная скарновая и медно-порфировая; 14 — золото-кварц-халцедоновая. Свинцово-цинковые руды: 15 — стратиформиная в карбонатных породах; 16 — скарновая. Оловорудные: 17, 18, 19 — кварцевая, силикатная, сульфидная. Вольфрамовитовая: 20 — жильная вольфрамит-кварцевая, 21 — вольфрамитовая грейзеновая, 22 — шеелит-скарновая. Молибденорудные: 23 — медно-молибденовая; 24 — молибден-скарновая; 25 — жильная молибден-кварцевая. Ртутная: 26 — ртутная и сурьма-ртутная.

«эпох» в разных ее участках подвержены возрастному скоплению).

I. Для древнейшей эпохи, или археохрона (охватывающей праконтинентальную стадию), характерно образование древнейших анортозитов (абс. возраст 3,5—3,2 млн. лет) и переплетание магматических и метаморфических процессов, образование мигматитов и гнейсогранитов в Южной Африке, Австралии, Канаде. В это время формировались древнейшие региональные базитово-ультрабазитовые пояса (абс. возраст 3,5—3,0 млрд. лет) с месторожде-

ниями железа, титана, марганца, хрома, платины, никеля, сопровождаемыми золоторудной формацией, медной (Сингбум в Индии), медно-цинково-колчеданной (киватинская серия в США). В конце этой эпохи возникло много редкометалльных гранитных пегматитов с ураном и др. Но в целом интенсивность орудуения в археохроне невелика. После этого наступила протоплатформенная стадия, завершающая первую «эпоху» и протекавшая от позднего архея до конца протерозоя, иногда до раннего палеозоя включительно.

II. Мезохрон характеризуется преобладающим развитием прагеосинклинальной стадии. Обеспечивается разрастание первоначальных праконтинентальных участков континентальной коры до размеров, близких к фанерозойским, благодаря присоединению к ним промежуточных прагеосинклинальных поясов.

Существенно расширяется спектр эндогенных рудных формаций, иногда достигающих очень крупных размеров. Преобладают месторождения хрома и титана, медно-никелево-колчеданные и полиметаллические, золото-кварцевые гидротермальные, также редкометалльные пегматитовые, золотоносные и ураноносные конгломераты, различные другие типы урановых месторождений.

III. Неохрон имеет продолжительность от окончания мезохрона до настоящего времени (в одних местах раньше, в других позднее). Вокруг разросшихся континентов развиваются нарастающие их орогенные геосинклинальные пояса, а также проявляются постгеосинклинальная, неоплатформенная и постплатформенная орогенная (неорифтовая) стадии. Образуется кимберлитовая формация с алмазами. Впервые развиваются крупные месторождения олова, вольфрама, молибдена, бора, ртути. Они образуют наиболее разнообразные структурно-формационные и структурно-металлогенетические пояса и зоны, наиболее дифференцированные магматические формации. Как и в мезохроне, важную роль играют крупные глубинные разломы с базитовыми и ультрабазитовыми формациями, сопровождаемыми залежами хрома, железа, меди и др.

По данным С. Д. Туровского, с течением времени концентрации химических элементов убывают в соответствии с убыванием их кларков в земной коре. Они образуют следующий ряд убывающих кларков для: железа, титана, хрома, цинка, никеля, меди, кобальта, свинца, олова, мышьяка, вольфрама, молибдена, бора, сурьмы, ртути и т. д. Это, в общем, соответствует убыванию значимости образуемых ими месторождений в ходе развития земной коры. Исчезает железисто-спиллитовая (джеспилитовая) формация, известная с архея до раннего палеозоя включительно; с рифея появляются стратиформная свинцово-цинковая (которая становится ведущей в мезозое и кайнозое), также железорудная сидеритовая; последняя господствует в неохроне. По Д. В. Рундквисту [34], с течением времени возрастают концентрации элементов с более значительными и, в частности, с нечетными номерами.

Происходит также эволюция метаморфических формаций и их фаций во времени. В начале развития Земного шара он содержал

более значительное количество радиоактивных веществ. Этим было обусловлено первоначальное более энергичное радиотермическое разогревание земных недр. Этим же может объясняться повсеместный глубокий метаморфизм, наблюдаемый в архейских и раннепротерозойских формациях. В них развиты главным образом формации катазоны метаморфизма и реже формации мезо- и эпизоны, в отличие от протерозойских и более поздних формаций, где появляются в основном формации средней и низкой степени метаморфизма.

По мнению Ф. Тернера [39], «... архейские породы докембрийских щитов испытали интенсивное региональное изменение особого типа, которое наблюдается в ограниченном масштабе в глубоко эродированных комплексах древних складчатых гор позднего докембрийского и послекембрийского возраста.

Независимо от того, отнесем ли мы все физические условия, в частности высокую температуру, за счет больших глубин, на которых, как полагают, кристаллизовались архейские породы, или за счет более высокого температурного градиента в земной коре в докембрийскую эпоху, или же за счет предполагаемой большей близости к поверхности Земли докембрийских интрузий в противоположность более молодым плутоническим интрузиям, мы все равно не можем не признать, что в архейских породах эффекты регионального метаморфизма, интрузий изверженных пород и, возможно, реального плавления (анатексиса) тесно связаны между собой, а иногда и совершенно неразличимы... Необходимо учитывать, что в наиболее метаморфизованных разностях метаморфических формаций, отвечающих гранулитовой фации, трудно сейчас разделить различные типы метаморфизма и разные петрогенетические ряды метаморфических формаций».

Однако, по Ф. Тернеру, в большинстве случаев минеральные ассоциации пород архея принадлежали к ассоциациям мезо- и эпизоны, а не катазоны, как нередко полагают, основываясь на большей глубине его денудации. Действительно, например, архейско-раннепротерозойские комплексы Дарварского ядра по степени своего метаморфизма часто отвечают эпизоне и только в Восточных Гатах и на о-ве Шри-Ланка, в Гималаях и на Южном Памире — мезозоне и катазоне.

Б. Я. Хорева отмечает в архейских метаморфических комплексах характерные для них геохимические, минералогические, петрологические фациальные особенности, не повторяющиеся в последующие эпохи. В частности, в архейских и раннепротерозойских биотитах метаморфических толщ содержание глинозёма выше, чем в самих породах. Позднее эти содержания приблизительно выравниваются; изменяется и содержание титана в биотите, хотя оно во всех случаях выше в породах.

Н. В. Фроловой отмечалось, что общий химический состав осадочных пород и возникших из них парасланцев изменялся от базальтоидного в архее к гранитоидному в фанерозое. По-видимому, в архейских формациях чаще, чем в более молодых, наблюдаются

своеобразные силлиманитовые и кианитовые сланцы, особенно обогащенные глинозёмом. Это же отмечено Н. Л. Добрецовым для архея Гималаев (Дарджилинг) и Юго-Западного Памира (Шугнан).

Что касается эволюции осадочных формаций, то она определяется, в первую очередь, изменениями экзогенных факторов, главные из которых — присутствие и состав атмосферы и гидросферы, развитие биосферы.

По данным Н. В. Лопатина, биосфера существовала уже 4,0—3,7 млрд. лет назад. Мельчайшие следы жизнедеятельности отмечены в Западной Австралии в формациях возрастом 3,5 млрд. лет (граница катархея и архея, данные И. Н. Крылова). В раннем архее начался фотосинтез, проходивший тогда в восстановительных условиях, но накопление органических веществ было незначительным. На рубеже раннего и среднего архея содержание кислорода в атмосфере превысило 0,1 % от современного*, возникли прокариоты (безъядерные простейшие), усилился фотосинтез (образование липидов). Создавались предпосылки для образования нефти. Накопления углеродистых сланцев приурочены главным образом к двум максимумам: 1) 3,7—3,5 млрд. лет (Гренландия, Южная Африка); 2) 3,3—3,1 млрд. лет (строматолиты Булавайо). Со среднего архея начинается накопление горючих сланцев высокого качества.

В протерозое содержание кислорода в воздухе превысило 1 % от современного, возникли грибы (?), железобактерии (но все еще отлагались пиритоносные пески — Витватерсранд), стали отлагаться железисто-сланцевые формации, расширилось отложение (батиальных (?)) — В. П.) черных сланцев, образовались шунгиты Скандинавии, распространенные на площади 68 тыс. км², запасы которых больше запасов всех горючих сланцев фанерозоя. Резко расширилось распространение строматолитов, органогенных силицитов. Возможно, это время было наиболее благоприятным для нефтеобразования из шунгитов и др.

В позднем протерозое (1,2—0,65 млрд. лет) формировались большие участки суши, появились ядерные (бесскелетные) организмы, стали образовываться цианин (?) и другие органические вещества, но они были еще мало дифференцированы; отлагались углеродистые сланцы, рифогенные известняки; ухудшились условия для нефтегазообразования.

В фанерозое резко возросла активность биосферы: с позднего девона — раннего карбона растения начинают заселять сушу. Состав атмосферы приблизился к современному. Стали образовываться угли (максимумы накопления которых приходятся на раннюю пермь и ранний мел). Обособились залежи «аридной» нефти и газа, горючих сланцев (максимумы их накопления в поздней

* По другим данным, такого содержания кислород достиг только в среднем рифее, примерно 1,2 млрд. лет назад (точка Юри), а 1 % — на границе венда и палеозоя (точка Пастера).

перми, а особенно в эоцене на площади более 100 тыс. км² в Средней Азии).

Эволюционировали и другие осадочные породы и формации. На это впервые обратили внимание Р. Дэли, Л. В. Пустовалов и Н. М. Страхов. Нередко высказывалось мнение, что океаны геологического прошлого не были такими глубокими, изменения отметок на их дне должны были создавать менее благоприятные условия для общей циркуляции вод. Во впадинах могли чаще, чем сейчас, возникать застойные условия. При этом в осадках содержание органических веществ и заключенного в них углерода должны были возрастать.

Такая закономерность прекрасно видна на примере эволюции органического мира, хотя в развитии геологических процессов она еще недостаточно установлена. Попробуем вкратце проиллюстрировать ее на развитии видов молассовых формаций.

Красноцветные молассовые формации, образующиеся главным образом в сухом и жарком климате, известны с конца протерозоя и проследиваются через всю дальнейшую геологическую историю. Сероцветная ледовая (тиллиты) формация лишь периодически появлялась в прошлом. Темноцветные угленосные влажноклиматические формации образуются лишь с карбона, т. е. с момента достаточного развития органического мира, а буроцветная умеренно-климатическая молассовая формация древнее позднего кайнозоя пока неизвестна. Таким образом, эволюция моласс указывает на происходившее с течением времени разветвление и усложнение филогенетического древа.

В дифференциации видов молассовых формаций значительную роль играет климат, который, в свою очередь, кроме положения Земли относительно Солнца, обусловлен состоянием сложной динамической системы, куда входят не только атмосфера, но и гидросфера, литосфера, биосфера. Периодические изменения и необратимая эволюция какой-либо части влечет за собой разномасштабные перемены в других частях и перестройку системы в целом. Так, уже была показана тесная взаимосвязь накопления органических веществ в литосфере, содержания кислорода в атмосфере и характера биосферы. Степень развития последней в значительной мере также зависела и от менявшегося содержания углекислоты, которое, как полагает ряд исследователей, было гораздо выше в древних атмосферах, наряду с содержанием аммиака. Вероятно, с этим же связано изменение количества и состава карбонатных пород. В древнейших архейских формациях и даже в протерозое карбонатных пород в целом меньше, чем в фанерозое, так как кальций более растворим при более высокой концентрации углекислоты в водах. Менее реагируют на это карбонаты магния, почему доломитовые мраморы больше развиты в докембрии, а магnezитовые отлагались в рифее, но вообще не образовывались в фанерозое. Накопление галогенных формаций связывается с прогрессирующим накоплением сульфатов и хлоридов в водах океанов. Древнейшие бассейны были пресноводными, и первые соле-

родные лагуны появились в позднем рифее и венде. Характер эволюции галогенных формаций в фанерозое дан в работах А. Л. Яншина, М. А. Жаркова [11] и др.

Малое содержание электролитов и свободного кислорода в водах древних бассейнов благоприятствовало широкому разному в них коллоидов железа, марганца и алюминия. Видимо, этим объясняется широкое накопление докембрийских глиноземистых и марганценосных пород и формаций, и особенно железистых — джеспилитов. После кембрия эти процессы резко сократились, и накопление месторождений железа и алюминия ограничилось прибрежными участками морей. Большей устойчивостью обладают только соединения марганца, продолжающие накапливаться в наиболее глубоких участках океанов.

Происходили и другие необратимые изменения в истории Земли и ее оболочек, отражающиеся на эволюции типов пород и формаций. С этим связано изменение распределения ряда рудных и нерудных полезных ископаемых, устанавливаемое в отложениях разных геологических периодов.

Учение о формациях — одна из важных ветвей геологического знания. Генетическое направление этой науки берет свое начало от работ Ф. Ю. Левинсона-Лессинга по магматическим формациям и распространяется также на осадочные, пневматолито-гидротермальные и метаморфические формации.

Учение о геологических формациях, будучи наукой в первую очередь фациально-петрографической, вобрало в себя и развило многие выводы других главных геологических дисциплин — от геофизики и исторической и региональной геологии до минералогии и геохимии включительно.

С развитием учения о формациях появилась возможность синтезировать понимание физико-химических превращений вещества, свойственных мелким геологическим телам, с данными о физических изменениях, характеризующих более крупные тела — до земных оболочек и земной коры включительно. Так был переброшен мост от понимания геологического микрокосмоса к познанию геологического макрокосмоса.

Учение о формациях основано на установках передовой методологии научного исследования, в котором отчетливо видны контуры главных законов материалистической диалектики, получившей в этой науке форму основных фациальных законов. Эти законы объединяют развитие формаций, т. е. вещественных геологических тел, с фациально-зональными изменениями окружающей среды: показывают, как такое развитие протекает во времени и в пространстве, в смене количественных эволюционных этапов и качественных скачков, приводящих к перестройке основных сингенетических фациальных условий среды образования формаций в наложенные эпигенетические, в связи с общим спиралевидным неравномерно-периодическим изменением земных оболочек и всей планеты.

Одна из самых существенных сторон учения о формациях заключается в том, что оно на новом уровне возрождает в какой-то степени универсализм геологических знаний, утраченный в наш век при все углубляющейся дифференциации и специализации исследований. В учении о формациях, по самой его сути, заложены большие возможности для обоснования таких синтетических обобщающих идей.

Представляется, что учение о формациях дает начало новому направлению геологии, которое можно называть *формационной геологией*, подразумевающей всю сферу, охватываемую воздействием учения о формациях, смежных областей геологии, ее теории и практики. Развитие учения о формациях оказывает плодотворное влияние на все сопряженные с ним ранее сформирова-

ровавшиеся области геологической науки, вызывая их перестройку, обогащая новыми методами, обобщениями и фактами.

Геохимические и минеральные ассоциации вместе с соответствующими им полезными ископаемыми четко дифференцируются по отдельным формациям. Эта сторона формационной геологии остается почти не затронутой исследователями, хотя с ней связаны несомненные значительные перспективы теоретического и прикладного познания геологической природы нашей планеты.

В ином свете предстает теперь понимание горных пород (и в том числе полезных ископаемых), которые особенно тесно связаны с формациями. Только изучение формаций может позволить четко разграничить отдельные типы слагающих их горных пород.

В петрографо-формационном направлении учения о формациях особенно наглядно проявляется связь образования последних с окружающей их средой, с фацией. Развитие учения о формациях уже привело к новому динамическому пониманию фаций, резко отличающемуся от прежнего — описательного, статического. Оно позволяет связать друг с другом отдельные динамические фациальные зоны и пояса, а вместе с тем и образующиеся в них породы и формации, в едином четко дифференцированном движении и развитии газообразных, твердых и жидких веществ земной коры, согласованном с изменениями климата, с гидродинамикой и тектонической динамикой твердых и магматических масс литосферы. При этом формации соответствуют отдельным стадиям этого движения, что придает каждой из них целостность и единство.

Динамический фациальный анализ формаций дает возможность гораздо глубже понять динамическую региональную палеогеографию и динамическую региональную тектонику, придавая последней новое фациально-динамическое освещение, позволяет углубиться в познание законов неравномерно-периодического ритмического (циклического) развития земной коры и всех ее процессов, в конце концов уходящих своими корнями в термодинамику и физикохимию подкорковых геологических сфер. Четко обозначилось также регионально-формационное направление.

Так, формации хорошо обособляются от региональных их ассоциаций, ритмических серий и рядов, относящихся к иному, надформационному, т. е. региональному классу геологических тел.

В рамках регионально-формационной геологии вырастают также новые направления современной стратиграфии, призванной решать задачи гораздо более детальной ее разработки, выдвинутые запросами поисков и разведки полезных ископаемых. Можно говорить теперь о формационной литостратиграфии, ритмостратиграфии и биоритмостратиграфии. При прогнозах и поисках полезных ископаемых особенно большую роль приобретает развитие методики детальной ритмостратиграфии и биоритмостратиграфии. В связи с этими же направлениями возникла магнитостратиграфия геологических формаций, существенно дополнившая их абсолютную радиохронологию.

В новом свете предстает также районирование геологических регионов. В его основе теперь не прежнее описательное, статическое разграничение тектонических структур, обусловленных процессами механики земной коры, а разделение закономерно связанных друг с другом типовых структурно-формационных зон и их формационных рядов, особенно ядерных и междуядерных, обусловленных развитием глубинных магматогенных процессов в накладывающихся друг на друга в разновременных орогенных поясах. Их соединение, стимулированное радиотермическим режимом планеты, обуславливает непрерывное общее разрастание материковой земной коры на протяжении всей геологической истории, связывающее развитие коры с развитием подкоровых магматогенных геологических оболочек.

На обновленной теоретической формационно-геологической основе развертываются новые методы, новые системы в решении важнейших прикладных задач, определяемых познанием полезных ископаемых и подземных вод. Основой их районирования становится разделение типовых структурно-формационных зон.

Отдельные генетические типы полезных ископаемых оказываются привязанными к определенным типам формаций. При этом выделяются соответствующие разновидности типов формаций и их субформаций.

Для крупномасштабных прогнозов надежной основой становятся: во-первых, выяснение приуроченности различных полезных ископаемых к отдельным ритмостратиграфическим горизонтам; во-вторых, расположение внутри отдельных горизонтов, в отдельных участках динамических фациальных зон и фациальных поясов. С этой целью строятся специальные динамические палеофациальные и палеогеографические карты. Кроме того к ним привязываются, в-третьих, специальные карты эпигенетических изменений, влияющих на расположение проявленных полезных ископаемых и на их качество.

Таким образом, перечисленные генетические формационные геологические прогнозные методы образуют взаимосвязанную систему, получившую название литолого-геохимической методики прогнозов экзогенных месторождений. Ее применение дает хорошие результаты при детальном прогнозировании месторождений полезных ископаемых Средней Азии (где она и была впервые обоснована исследованиями местных формационистов).

Итак, представления формационной геологии тесно связаны между собой на основе генетического учения о формациях, образуя единую целостную комплексную систему.

1. *Афанасьев С. Л.* Верхнемеловая флишевая формация северо-западного Кавказа. — Путеводитель экскурсии IV Всес. школы морской геологии. М., Изд-во АН СССР, 1980.
2. *Безруков П. Л., Мурдмаа И. О.* Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана. М., 1971, с. 107—127.
3. *Вассоевич Н. Б.* Эволюция представлений о геологических фациях. — Труды ВНИГРИ, литол. сб. 1. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948, с. 13—43.
4. *Вассоевич Н. Б.* Флиш и методика его изучения. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.
5. *Вассоевич Н. Б.* История представлений о геологических формациях (геогенерациях). — В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л., 1966, с. 5—35.
6. *Вылцан И. А.* Флишоподные формации. Томск, Изд-во Томского гос. ун-та, 1978.
7. *Геологические формации.* Т. 1 под ред. В. Ю. Забродина, Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева, т. 2/Под ред. Г. Л. Кирилловой, Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева. М., Недра, 1982.
8. *Головкинский Н. А.* О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб, 1868.
9. *Грубенман У., Ниггли П.* Метаморфизм горных пород. Л.—М., Георазведиздат, 1933.
10. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций. — Геол. и геофиз., 1969, № 3, с. 3—16.
11. *Жарков М. А.* Палеозойские соленосные формации Мира. М., Недра, 1974.
12. *Запрометов В. Ю., Шевченко О. Д.* Перерывные формации Южно-Тянь-шанской геосинклинальной междудерной зоны. — Труды пробл. лаб. осад. формаций Ташкентского гос. ун-та, вып. 11. Л., 1972, с. 26—32.
13. *Кортусов М. П.* Введение в учение о магматических формациях. Томск, Изд-во Томского гос. ун-та, 1974.
14. *Кузнецов Ю. А.* Схема классификации фаций магматических пород. Новосибирск, ЗСФ АН СССР, вып. 5, 1949.
15. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
16. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Олонецкая диабазовая формация. — Труды СПб об-ва естествоисп., т. 21, вып. 19, 1888.
17. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Петрография. 5-е изд., М., Госгеолтехиздат, 1940.
18. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974.
19. *Магматические формации СССР*/Под ред. В. Л. Масайтиса, В. Н. Москалевой, Н. А. Румянцевой и др., т. 1, 2. Л., 1979.
20. *Мурдмаа И. О.* Распространение формаций и их стратиграфическое положение. — В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М., 1979, с. 7—31.
21. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. 3-е изд., М., Изд-во АН СССР, 1955, 1956.
22. *Общие принципы регионального анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей*/Под ред. П. М. Татарнинова. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 22. Л., Госгеолтехиздат, 1957.
23. *Попов В. И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Комитет наук УзССР, 1938.

24. Попов В. И. Против морфологических установок в геологии. — Сов. геология, 1940, № 5—6, с. 167—172.
25. Попов В. И. Очерки литологии. К вопросу поступательно-периодическому стадийному развитию фациальных ландшафтов. — Бюл. САГУ, вып. 25, Ташкент, 1947, с. 14—26.
26. Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, АН УзССР. Т. 1—1954; т. 2—1956; т. 3—1956.
27. Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. — Труды Ташкентского гос. ун-та, вып. 177. Ташкент, 1960.
28. Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Ч. 1. Классификация формаций, ч. 2. Описание формаций. Л., Недра, 1966, 1968.
29. Попов В. И. Фациально-петрографический принцип выделения формаций (по Левинсон-Лессингу) и их классификация. — Труды Ташкентского гос. ун-та, вып. 431, Ташкент, 1972, с. 5—15.
30. Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Недра, 1963.
31. Попов В. И., Тихомиров С. В., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Ритмостратиграфические (циклостратиграфические) и литостратиграфические подразделения. Ташкент, ФАН УзССР, 1979.
32. Попов И. В. Значение учения о формациях для инженерной геологии. Хроника. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1956, с. 18—29.
33. Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М., Недра, 1981.
34. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1981.
35. Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. 1-е изд.— 1953, 2-е изд.— 1961, 3-е изд.— 1969, Л., Гостоптехиздат.
36. Семененко Н. П. Генетическая классификация метаморфических пород и процессов. — В кн.: Материалы II петрогр. совещ. Ташкент, 1958, с. 30—46.
37. Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1956, с. 3—21.
38. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна/Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Л. И. Боголюбова и др. М., Изд-во АН СССР, ч. 1, 2, 1960.
39. Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1951.
40. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М., Наука, 1970.
41. Тихий Океан. Т. 6. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 2. М., Наука, 1970.
42. Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. — Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. 4 (3), 1924, 2-е изд. Томск, КЗБУЧ, 1932.
43. Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. — Пробл. сов. геологии, № 9, 1932, с. 24—39.
44. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, Зап. Сиб. геол. трест, 1936.
45. Устигов Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1970, с. 47—68.
46. Фации метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. М., Недра, 1970.
47. Хаин В. Е. Учение о формациях на современном этапе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1980, с. 5—18.
48. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). — Бюл. МОИП, отд. геол., т. 27, № 5, 1952, с. 31—52.
49. Цейслер В. М. Геологические формации. (Вопросы выделения и тектонического анализа). М., Бюл. МОИП, 1979.
50. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, М., 1951.

51. *Шатский Н. С.* Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. — Избр. труды. Т. 3, М., Наука, 1965.
52. *Эпигенетические* (наложенные) процессы в осадочных формациях/Отв. ред. В. И. Попов, Л. Н. Вертунов. — Труды пробл. лаб. осад. формаций Ташкентского гос. ун-та, вып. 13, Ташкент, 1972.
53. *Bouta A. H.* Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam. Elsevier Publ., 1962, pp. 375—379.
54. *Dzulynski S., Ksiankiewicz M., Kuenen Ph. H.* Turbidites in flysch of the polish Carpatian Mountains. Bul. Geol. Soc. Am., vol. 70, 1959, pp. 68—102.
55. *Emery K. O.* The sea of the southern California. New York—London, 1960, 268 p.
56. *Gressly A.* Observations géologiques sur le Jura Solerois. Neue Denkschriften der Allgemeine Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften, t. 2, 1838, t. 4, 1840, t. 5, 1841.
57. *Hirayama J., Nikajima T.* Analitical study of turbidites Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. Sedimentology, vol. 24, 1977, p. 37—46.
58. *Kuenen Ph. H.* Turbidity currents a major factor in flysch deposition. Eclogae Geol. Helv., 51 (3), 1959, 78 p.
59. *Kukal Zdenek.* Geology of Recent sediments. Czechoslovak Academy of Sciences. Central Geol. Survey, Prague, 1970. 490 p.
60. *Normark W. R.* Submarine canyons and fan valleys: factor affecting growth patterns of deep-sea fans. Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Spec. Publs. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, vol. 19, 1974, pp. 56—68.
61. *Stamp L. D.* On cycles of sedimentation in the Eocene strata of the Anglo-Franco-Belgian basin. Geol. Mag., vol. 58, 1921.
62. *Stow Dorric A. V.* Distinguishing between fine-graded turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. Sedimentology, vol. 26, 1979, pp. 371—387.
63. *Ten-Haaf E.* Graded beds of the Northern Appennines. Sedimentary structures and directions of supply. Gröningen, 1959, pp. 121—134.
64. *Werner A. G.* Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten. 1787, 28 S.
65. *Winn R. D., Dott K. H.* Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. — Sedimentologie, vol. 26 (2), 1979, pp. 203—228.

- Аблювий 248, 251
 Автоскарн 197
 Айсберг 292, 319, 347, 414
 Анамезит 170
 Анизотропность возрастная 65
 Апвеллинг 278, 280, 335, 338, 347
 Ареал формации 14, 21, 22
 Ареальный вулканизм 172, 187
 Ассоциация
 — геохимическая 449
 — минеральная 30, 379, 401—405
 — формаций 30—33, 151, 334, 356, 357, 372, 409, 418
 — паралическая 32, 33, 53
 Атолл 244, 360, 367, 368
 Ацидиты 147, 176, 177, 194, 202

 Базальт 163, 174
 Байяда 255
 Биогерм 49, 50, 354, 356, 358
 Биоглифы 278, 291, 319
 Биоритмостратиграфия 66, 67, 92, 97, 99, 100
 Биостром 287, 356, 358, 425
 Биотуронит (биотурбация, сколит) 269, 285
 Блаушифер 364
 Брекчия взламывания 355
 Брекчия рифовая 356, 358, 380

 Варвы сезонные 363
 Воды
 — нефтяные 69, 204, 241, 337, 350
 — нисходящие 241
 — фреатические 70, 240, 241
 — элизионные 71
 — ювенильные 70, 190, 193, 240
 Возрастной интервал формации 14, 93

 Гайоты 170, 321, 370
 Генетическая сопряженность пород 14, 198—202
 Геология формационная 448—450
 Гипербазиты 159, 160, 166
 Горизонт
 — изохронный 60, 63, 64, 232
 — метакхронный 63, 65
 — петрографический 60, 64, 70
 — ритмический 66, 233
 Группа формаций 12, 142, 394, 396

 Диагенез 235, 323, 384, 386
 Диафторез 399, 439
 Динамическая тектоника 233, 449, 450
 Динамические фации 11, 21, 208, 209
 Динамометаморфизм 395, 397, 398, 420
 Динамотермометаморфизм 395, 396
 Динамоформационный метод 137
 Дифференциация
 — контрастная 18, 19, 149, 175, 220, 227
 — формационная 12, 18
 — эволюционная 19

 Залезь формационная 14, 48, 49, 51—53
 Знаки ряби 222, 223, 249, 260, 263, 278, 291, 318, 339, 353, 362
 Зона
 — веера 298, 300, 301, 304
 — кайнотипная 238
 — междуядерная 130, 134, 185, 188, 200, 350, 361, 430, 450
 — метаморфизма 53, 182, 395, 397, 399, 401—406, 444
 — палеотипная 238
 — переходная междуядерная 135
 — планогенная 137
 — пневматолито-гидротермальная 199, 203
 — рифтогенная 137, 138
 — структурно-формационная 127, 129, 133, 134, 137, 155, 407
 — фациальная 19, 57, 59, 60, 64, 72—75, 217—220, 230, 260, 263
 — ядерная 130, 134, 173, 183, 203, 357

 Иерархия геологических тел 15
 Изогенетические горные породы 11, 243, 394
 Интеграция 12, 212, 220

 Каличе 350
 Калькреды 350
 Канкары 350
 Карст 250, 252, 350, 360
 Картирование
 — фациальное 21, 47, 229, 231
 — формационное 231, 236
 Катагенез 235, 237, 238, 298
 Комагматичность 146
 Комплекс

- климатический (фациальный) 216, 228, 368, 380, 414, 417
- геологический 77, 79, 81, 94, 108, 422
- гидрографический (фациальный) 212
- орогидрографический (фациальный) 212, 213, 248, 286, 380
- орографический (фациальный) 212
- оротектонический (фациальный) 213, 247, 254, 353, 426
- формаций 94, 142, 144, 243, 263, 266, 286, 404
- Комплексы фациальные осадочные 25, 209, 245, 254, 279, 280, 324, 338
- Кора выветривания 251—253, 368
- Критическая глубина карбоната-копления (КГК) 285, 348, 369, 377, 417
- Лагуна, 213, 230, 246, 263—266, 294, 335, 439, 447
- Ландшафт 20—22, 25, 26, 209, 231, 291
- Литогенетический тип 209, 219, 262
- Литограмма 87, 231
- Литостратиграфия 90, 93—96, 449
- Магматогенные и магма-тектонические процессы 79, 81, 108, 118, 211, 321, 395, 434
- Магмы родоначальные 110, 111, 115, 118, 146, 153,
- Магнитостратиграфия 93, 101, 315, 449
- Метасоматоз 185, 191—194, 200—204, 241, 377, 401
- Механоглифы 291, 319
- Монодинамические фации 209, 219, 220—222, 231
- Мульда проседания 51, 187
- Наннопланктон 285, 323, 330, 348, 362, 365, 369—374
- Новакулит 342
- Оболочки земной коры (земные оболочки) 57, 120, 121, 176, 241
- Олистострома, олистолиты («дикий флиш») 284, 289, 360, 374, 376, 420
- Озовые образования 320, 324, 328—330, 336, 338, 345, 351, 366, 368
- Ориктоценоз 60, 65
- Ороген 111—113, 129, 134, 153, 408, 443
- Палингенез 150, 152, 158, 176, 178—180, 427
- Пачка динамическая фациальная 94, 172, 217—220
- Педимент 247, 360
- Пелагические и гемипелагические осадки 281, 285, 292, 299, 300, 308, 369, 375
- Петрогенезис 12, 146, 242, 282, 334, 404
- Петрогенетические группы формаций 12, 142, 145, 190, 394, 441
- Петрография формационная 16—18
- Петросома 49
- Пиллоу-лава 170, 175, 418
- Платобазальт 171
- Пленоген 112
- Плутонометаморфизм 400
- Подзоны структурно-формационные 129, 136
- Поток осадочный 209, 219, 220, 320
- Покров материковый 121—124
- Полидинамические фации 21, 209, 220, 230
- Пояс периферийный 137, 138, 171
- Пояс рифтовый 137, 138, 171
- Пояс фациальный динамический 19, 21, 58, 83, 151, 209, 216—221, 226, 227, 449
- Прогноз полезных ископаемых литолого-геохимический 58, 60, 67, 69
- Протрузия 160
- Радиотермические процессы 111, 112, 118, 119, 444
- Разновидности формаций 143, 243, 341, 342, 404
- Рекурренция 67
- Реоморфизм 148, 152, 158, 166, 178—181
- Ритмическая серия 76, 85, 99, 299, 301—305, 317, 371, 426, 434
- Ритмокомплекс 77, 80, 390, 408, 422, 424
- Ритмопачка 77, 83, 172, 258
- Ритмосвита 77, 83, 172, 408, 424
- Ритмостратиграфия 93, 95, 97, 409
- Ритмотолща 77, 82, 408, 424
- Рифтогенез 137, 189, 262, 434
- Ряд формаций 30, 33, 77, 142, 156—159, 199, 209, 240, 404, 405
- Ряд формационный 30, 33, 108, 155, 173, 333, 353, 407—440
- Свита фациальная динамическая 94, 96, 219, 269
- Семейство и подсемейство формаций 142, 144, 156—159, 243, 351, 383—391, 404, 406
- Силл 152, 164, 166, 169
- Складчатое основание 124
- Сочетания горных пород
 - наложенные 54
 - совместные (парагенетические) 26, 33, 53

— перемежающиеся 54
— разобщенные 54
Стадии развития земной коры 112—115, 153, 184, 202, 407, 420, 423, 436, 441
Структура (тектоническая и формационная) 48—56, 282, 409
Стратиграфия 90—93
Структурно-формационное районирование 128, 129, 131, 409
Ступени разрастания коры
— континентальная 111, 113, 407, 410, 431, 436, 438, 442
— океаническая 111, 113, 407, 410—412, 436, 438, 439
— окраинно-материковая (субокеаническая) 111, 113, 407, 410, 418, 421—423
Ступени метаморфизма 399, 401
Ступени рельефа Земли 26, 209, 243, 253, 345, 352, 384, 418, 437
Субдукция 415
Субформация 26, 96, 143, 216, 219, 247—255, 257, 260, 263
Супрафан 298, 300, 305

Термометаморфизм 397, 398
Терра-росса 250, 289
Тиллит 251, 253, 305, 414
Типы формаций 139, 140
Турбидит 283, 284, 291, 299, 301, 317, 325, 347, 350, 365, 371
Турбидитный поток 283, 289, 296, 301, 312, 321, 330, 335, 369—371
Туф 149
Туффит 149

Фалена 263
Фаналеврит 256
Фангломерат 256
Фацальный анализ динамический 209, 222, 228, 229
Фация
— глубинности 22, 150, 199—201, 394, 397

— динамическая 11, 21—23, 217—222, 434
— магматическая 22, 145, 140, 394, 395
— метаморфическая 235, 242, 394, 401—405
— минеральная 190, 379, 401
— осадочная 208, 214, 394, 395
— пневматолито-гидротермальная 190, 199, 200, 242
Флиш карбонатный 326, 352, 363—366, 371
Флюксотурбидит 283, 296, 309, 317, 324, 348, 376
Формации
— магматическая 6, 11, 49, 51, 72, 145, 233
— метаморфическая 6, 11, 44, 51, 73, 233
— осадочная 6, 11, 49, 51, 57, 244
— пневматолито-гидротермальная 6, 7, 11, 49, 73—75, 120, 165, 169, 178, 190—208
— стратиформная 90, 202, 204, 350, 429
— «фазовая» 440
Формационно-ритмическая методика 408—410
Фундамент кристаллический 251, 412, 420, 422, 427, 433

Цикличность 75, 76

Элементы ритма и ритмосерии (ЭР) 298—300, 348, 363
Энергия рельефа 210, 212, 220, 247, 253, 265, 287, 290, 389
Эпигенез 21, 45, 47, 52, 69, 70, 231, 240, 261, 337, 349
Этап структурно-формационный 120—126, 203, 399, 404, 420

Ядерная триада 131
Ярус структурно-формационный 120—126

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	6
I. ОБЩАЯ ЧАСТЬ	10
Глава 1. Основные понятия генетического учения о формациях	10
Глава 2. Из истории становления генетического учения о формациях	34
Глава 3. О прикладном значении генетического учения о формациях	44
Глава 4. Морфология формаций	48
Глава 5. Основные фациальные законы образования и распространения формаций во времени и пространстве	56
Глава 6. Ритмичность формаций	75
Глава 7. Литостратиграфия и ритмостратиграфия формаций	90
Глава 8. Формации и стадии развития земной коры	101
Глава 9. Структурно-формационные этажи и ярусы	120
Глава 10. Структурно-формационные зоны	127
Глава 11. Классификация и наименования формаций	139
II. ОПИСАТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ	145
Глава 12. Общая характеристика магматических формаций	145
Глава 13. Ультраосновные (ультрабазитовые) магматические формации	159
Глава 14. Основные (базитовые) магматические формации	164
Глава 15. Кислые (ацидитовые) магматические формации	176
Глава 16. Пневматолито-гидротермальные и стратиформные формации	190
Глава 17. Условия образования и общая характеристика осадочных формаций	208
Глава 18. Алюмосиликатные осадочные формации континентальной ступени	245
Глава 19. Алюмосиликатные осадочные формации предконтинентальной ступени	281
Глава 20. Алюмосиликатные осадочные формации океанической ступени	320
Глава 21. Силицитовые формации	332
Глава 22. Карбонатные формации	348
Глава 23. Галогенные формации	378
Глава 24. Метаморфические формации	394
Глава 25. Стадийные формационные ряды и необратимая эволюция формаций	407
Заключение	448
Список литературы	451
Предметный указатель	454

ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ ПОПОВ,
ВАДИМ ЮРЬЕВИЧ ЗАПРОМЕТОВ

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ УЧЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ

Редакторы издательства Е. К. Семилеткова, А. П. Хуповка

Переплет художника А. Е. Чучканова

Художественный редактор Г. Н. Юрчевская

Технические редакторы О. Ю. Трепенко, Л. Я. Голова

Корректор В. Т. Юдович

ИБ № 6527

Сдано в набор 08.05.85. Подписано в печать 12.09.85. Т-14790. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая.
Усл. печ. л. 28,75. Усл. кр.-отт. 28,75. Уч.-изд. л. 33,23. Тираж 2330 экз.
Заказ 284/748—1. Цена 5 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ