

Н.М. СТРАХОВ

ОСНОВЫ
ИСТОРИЧЕСКОЙ
ГЕОЛОГИИ

ЧАСТЬ

I

ВОССТАНОВЛЕНИЕ

551.7
С-83

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СОЮЗА ССР

Н. М. СТРАХОВ

ОСНОВЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Часть I

*Допущено
Министерством высшего образования
в качестве учебного пособия для вузов*

8254
9460



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1948 Ленинград

ВРЕМЯ

Время — это то, что мы не можем вернуть, но что мы можем использовать. Оно течет, как вода, и мы должны научиться плыть по течению, не теряя себя. Вспомните, как быстро пролетают дни, когда вы заняты делом, когда вы любите то, что делаете. Тогда время кажется коротким, тогда вы успеваете сделать многое. Но когда вы сидите без дела, когда вы не любите то, что делаете, время тянется, как резина, и вы успеваете сделать очень мало. Так что используйте свое время wisely, используйте его с любовью и с интересом. Тогда вы сможете сделать много добрых дел, много хороших вещей. И тогда вы сможете сказать: «Моя жизнь была наполнена смыслом и любовью».

ПРЕДИСЛОВИЕ

Третье издание книги предназначается в качестве руководства для студентов геолого-разведочных институтов и университетов. Это определило характер и объем переработки, которой подверглось предыдущее издание, рассчитанное на программы педагогических высших учебных заведений.

Заново написаны главы, посвященные методам относительной геохронологии, фациальному анализу континентальных и морских отложений, типам движений земной коры и их особенностям, современной структуре земной коры. В описании геологических периодов сокращен материал, касающийся территории Советского Союза, ибо с ним студент еще встретится в специальном курсе геологии СССР. Резко расширены данные по геологии зарубежных стран; эти данные скомпонованы с таким расчетом, чтобы получилось более или менее равномерное освещение истории земной коры вообще. В стратиграфической части усилен структурно-фациальный анализ, что повело к полной переработке главы о докембрии и к обновлению глав, посвященных обзору каледонского, герцинского и альпийского этапов. Закономерностям тектогенеза и литогенеза, составляющим главный предмет современных исканий в области теоретической геологии, посвящена новая глава XXII, в которой автор попытался суммировать накопившийся по этим вопросам материал.

Глава о четвертичных отложениях любезно просмотрена В. И. Громовым, который устранил устаревшие данные и заменил их некоторыми новыми материалами по фауне СССР и по стратиграфическому распределению остатков древних людей. Автор еще раз выражает ему за это свою искреннюю признательность.

В итоге переделки получилась книга, настолько отличающаяся от предыдущего издания, что ее с полным правом можно назвать заново написанной. Это обстоятельство отражено и в новом (измененном) названии книги.

Будучи многим обязан в своем развитии покойному профессору Московского геолого-разведочного института Г. Ф. Мирчинк, автор посвящает это издание его памяти.

Н. Страхов

ПРОБЛЕМЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Приступая к изложению материала исторической геологии, естественно начать с формулировки ее задач и положения среди других геологических дисциплин.

Задачи исторической геологии определяются с наибольшей ясностью, если представить себе современное строение и состав земной коры.

1. Современное строение земной коры и задачи ее историко-геологического исследования

Земная кора образована из горных пород — осадочных, изверженных и метаморфических. Осадочные породы образуют обычно самые поверхностные участки земной коры и имеют сравнительно небольшую мощность. На равнинах они залегают горизонтально или почти горизонтально, в горных же сооружениях всегда выведены из своего нормального положения и поставлены наклонно к горизонтальной поверхности под различными, нередко очень крутыми углами, образуя в своей совокупности сложные структуры: складки, купола, надвиги, сбросы и т. д. Под покровом осадочных пород располагаются породы метаморфические. Залегание их также разнообразно. В одних случаях они располагаются на большой глубине; в других же — и, пожалуй, не менее многочисленных — случаях выступают, подобно осадочным породам, на поверхность. Это бывает обычно в горных странах, где метаморфические породы образуют центральные, наиболее дислоцированные участки гор, но встречается и на равнинах, если они испытали длительные поднятия. Например, в Швеции и Канаде все осадочные породы удалены эрозией и на равнине обнажается огромное поле метаморфических пород. Такие выходы на поверхность обычно глубоко расположенных и резко дислоцированных метаморфических пород, конечно, значительно усложняют структуру земной коры. Еще более сложной она становится в том случае, когда появляются разнообразные магматические породы. Магма, прорывая толщу коры, то разливается по поверхности Земли в виде лавовых потоков, то интродуцирует в свиты осадочных и метаморфических пород, образуя разных размеров и формы массивы (батолиты, лакколиты и пр.) с множеством переплетающихся и пересекающихся ответвлений или апофиз. Если добавить к этому, что интрузии

зии в одном и том же районе иногда повторялись неоднократно и секут друг друга, то сложность состава и структуры земной коры на таких участках станет совершенно очевидной.

Описанные особенности современной земной коры доказывают, что она имела в прошлом достаточно длинную историю. Восстановить последовательный ход развития земной коры от древнейшего, достоверно известного нам, ее состояния до современного и вскрыть присущие этому развитию закономерности составляет задачу исторической геологии.

Такая формулировка задач исторической геологии имеет, однако, слишком общий характер и мало конкретна. Следует поэтому остановиться несколько подробнее на том, что значит восстановить последовательный ход истории земной коры и на какие более частные задачи можно разложить эту общую проблему.

Таких частных задач можно выделить четыре.

Так как осадочные, изверженные и метаморфические породы, ныне представленные в земной коре, возникли не все сразу, а последовательно, то в первую очередь необходимо, очевидно, вскрыть эту последовательность образования пород, т. е. различить среди них породы разновозрастные (синхроничные), более молодые и более старые. Только располагая такой геохронологической канвой, мы и можем говорить об истории Земли. Отсюда вытекает первая и самая существенная задача исторической геологии: геохронология пород или расчленение их по возрасту. Эта проблема составляет предмет особого раздела исторической геологии, так называемой стратиграфии (стратум — слой), или учения о последовательности отложения пластов земной коры.

Как только для того или иного участка земной коры разъясняются хронологические соотношения пород, сейчас же логически встает другой круг вопросов: как и в какой физико-географической обстановке возникли эти породы? Отложились ли на суше или в море? Какими особенностями рельефа, климата, органического населения и т. д. отличались эти древние континенты или морские водоемы? Все эти вопросы суммируются в общую проблему реконструкции (воссоздания) физико-географической обстановки, в которой возникли в прошлом породы земной коры. Это — вторая крупная проблема исторической геологии. Среду отложения пород со всеми ее особенностями (рельефом, химическим режимом, органическим миром) издавна принято называть, по предложению Грессли (1838 г.), фацией. Поэтому вторую задачу исторической геологии можно назвать фациальным анализом ископаемых осадков или иначе воссозданием палеогеографии (древней географии) лика Земли.

Осадочные породы в процессе их образования, как известно, залегают горизонтально. Между тем в земной коре наблюдается опромное число мест, где те же осадочные породы лежат резко наклонно или образуют нередко крайне сложные и крупные складчатые структуры. Очевидно, структуры эти образовались в какой-то период геологической истории путем дислоцирования до того горизонтальных пластов. Отсюда вырастает новая, третья, задача — проследить историю возникновения и развития тектонических структур, ныне лежащих на земную кору, и выяснить их пространственные и хронологические соотношения друг с другом. Эта третья проблема может быть названа исторической тектоникой земной коры.

Последняя, четвертая коренная задача исторической геологии тесно связана с предыдущей и состоит в том, чтобы воссоздать историю вулканизма и метаморфизма, обычно в той или иной мере сопровождающих все наиболее крупные и резко выраженные дислокации земной коры. Этой четвертой задаче может быть присвоено наименование палеовулканической и палеометаморфической проблемы.

Итак, установление геохронологической последовательности в накоплении осадочных образований Земли, расшифровка физико-географической обстановки их отложения, воссоздание истории их деформирования в современные сложные тектонические структуры, реконструкция истории древнего вулканизма и метаморфизма, сопровождавших деформации, вот те конкретные задачи, на которые логически распадается общая проблема восстановления истории земной коры от ее древнейшего состояния до современного.

Как в каждой науке, в исторической геологии перечисленные основные проблемы ее были намечены не сразу, но последовательно возникали в ходе развития самой науки. Поэтому полезно вкратце познакомиться хотя бы с самыми основными вехами в истории нашей дисциплины.

2. Главные моменты развития исторической геологии

Попытки прочесть историю образования пород отдельных участков земной коры так же древни, как человеческое знание вообще. Единичные опыты такого рода были сделаны еще до нашей эры, потом в средние века, но особенно много в XVI, XVII и XVIII веках. Все они, однако, относятся к периоду, когда человечество еще не владело надежным методом для выработки правильной геохронологии пород, и потому сейчас не имеют существенного значения. Историческая геология, как наука, возникла лишь тогда, когда был, наконец, найден способ хронологической (стратиграфической) увязки пород и различения среди них синхроничных, более молодых и более древних образований. Это случилось в самом конце XVIII и начале XIX века, благодаря работам В. Смита в Англии, Ж. Кювье и А. Броньяра во Франции; с этого времени историческая геология и ведет свою научную историю.

Первые десятилетия XIX века отмечены энергичнейшей работой по расчленению и сопоставлению между собой пород, слагающих главным образом Европу и Северную Америку, на которых, собственно, и выработывались основы геохронологии вообще. Историческая геология того времени была, в сущности, стратиграфией — и только. Но уже в тридцатых и сороковых годах появляются первые попытки осознать условия, в которых отложились те или иные осадки, и причины, вызвавшие петрографические и фаунистические различия синхроничных пород. В 1830—1833 гг. Ч. Ляйель формулирует принцип актуализма как основной метод исследования в этом направлении, а в 1838 г. Грессли вводит понятие фации для обозначения физико-географической обстановки, обусловившей петрографические и палеонтологические особенности пород. Этот первый опыт фациального анализа ископаемых пород не дал, однако, заметных результатов, и по-настоящему работа в этом направлении стала развиваться лишь с конца XIX века (70—80 гг.). К этому времени накопилось множество дробных и точных стратиграфических сопоставлений для больших площадей земной коры и многие исследователи (среди них особенно М. Неймайр, Э. Зюсс и А. П. Карпинский), синте-

зируя фактический материал, создают широкие картины палеогеографии и последовательности движений коры на всем земном шаре или на отдельных крупных его участках. Эти работы ознаменовали вступление исторической геологии в новую стадию развития, когда задачей ее стали уже не только стратиграфия (т. е. геохронология) древних пород, но и реконструкция физико-географических условий их отложения.

Новый шаг вперед был сделан в начале XX века французским ученым Э. Огом (E. Haug). В «Traité de la géologie» (1900—1911 гг.) он обобщил накопившийся к тому времени тектонический материал и показал, что в истории Земли наблюдается не только эволюция органического мира и смена одной палеогеографической картины другой, но и ярко выраженная эволюция тектонической структуры Земли. По Огу, в земной коре существует два основных типа структурных единиц — жесткие платформенные участки и разделяющие их мобильные (пластические) геосинклинали, причем в ходе развития Земли платформы медленно растут за счет сокращения геосинклиналей. Анализируя движения земной коры, Ог обнаружил, что они строго закономерны и подчиняются простому правилу: когда в геосинклиналях осуществляются погружение и трансгрессия, платформы поднимаются и море с них регрессирует (так называемый «закон Ога»). Тем самым в историческую геологию впервые был внесен руководящий принцип истолкования геологических явлений прошлого — принцип, позволяющий вскрывать закономерности в сложной геологической истории Земли. Влияние работ Ога было огромно. Можно сказать, что все историко-геологические исследования XX века, в сущности, расширяют, углубляют и исправляют идеи Ога. Из чисто тектонической концепции идея платформ и геосинклиналей как основных структурных единиц земной коры превратилась в руководящую идею исторической геологии вообще, идею, в свете которой сейчас анализируются и история образования осадочных пород, и история смены флор и фаун. Разрозненные и, казалось бы, далекие друг от друга факты мало-помалу обнаруживают взаимную связь, и мы все ближе подходим к синтетическому пониманию и изображению истории земной коры как многогранного цельного процесса. Так, из простой летописи пород, какой была историческая геология при своем рождении, за 150 лет существования она превратилась в науку, которая не только дает описание фактов, но и объединяет их в сложные геологические процессы, дает эволюцию земной коры и пытается вскрывать присущие этой эволюции закономерности.

3. Положение исторической геологии среди других геологических дисциплин

Современная геология в целом представляет собой комплекс наук, находящихся в сложных соотношениях. Среди этих наук, однако, две занимают особое положение, это — динамическая геология и историческая геология.

Задача динамической геологии — изучение типов геологических процессов и их результатов. При этом сами геологические процессы рассматриваются как таковые, вне их конкретной хронологической последовательности и только с самой общей ориентировкой по основным областям геосферы. В курсах вузов эта геологическая дисциплина составляет основную часть «Общей геологии».

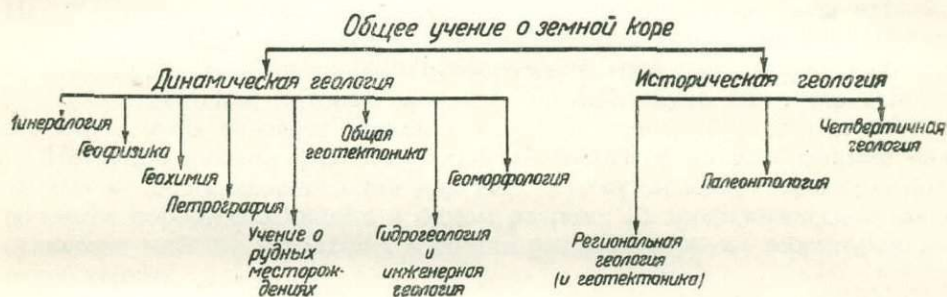
В исторической геологии течение геологических процессов и их результаты, наоборот, рассматриваются в строгой пространственной локализации и в строгой хронологической последовательности от древ-

нейших времен донныне. Здесь анализируются не процессы вообще, а конкретные геологические события, имевшие место там-то и в такое-то время.

Понимаемая так, историческая геология является логическим дополнением динамической и вместе с ней составляет геологию вообще или общее учение о земной коре.

Все остальные геологические дисциплины — минералогия, петрография, тектоника, геоморфология и т. д.—представляют области знания, где подробно специально и углубленно изучаются отдельные частные вопросы, затрагиваемые динамической и исторической геологией в общей форме¹. По отношению к этим специальным дисциплинам динамическая и историческая геология являются своего рода обобщающими синтетическими науками, подобно тому, как биология является обобщающей дисциплиной для ботаники, зоологии, микробиологии, гистологии и т. д. При этом в динамической геологии данные специальных наук обобщаются в целях построения общего учения о типах геологических процессов и их результатах, в исторической же геологии они синтезируются с точки зрения воссоздания истории развития земной коры как единого многогранного и сложного геологического процесса.

Описанные соотношения геологических наук можно выразить ниже-следующей схемой:



Таким образом, в системе геологических дисциплин историческая геология является второй и завершающей частью общего учения о земной коре — областью, где заканчивается выработка общего мировоззрения геолога и создается фундамент, на котором будет идти в дальнейшем надстройка из специальных знаний и рабочих навыков.

4. План курса

В составе любой науки различают: методы, при помощи которых добывается фактический материал или ведется его разработка; фактические данные, составляющие фундамент науки, и теоретические обобщения, выросшие из фактических данных в результате их анализа. Овладение наукой означает не только знакомство с ее общими теоретическими выводами, обычно наиболее интересными и привлекательными для начинающих, но и с фактическими материалами, лежащими в основе

¹ По методам, геофизика—наука физического цикла, но по целям и результатам принадлежит кругу геологических дисциплин.

Палеонтология как учение об ископаемых животных и растениях — наука по существу биологического цикла. Поскольку, однако, она является важнейшей базой биостратиграфии и — отчасти — учения о фациях, она входит и в круг геологических наук, почему и включается в нашу классификацию.

обобщений и, быть может, еще больше — с методикой работы, принятой в данной дисциплине.

План курса построен в соответствии с этими соображениями: вначале разбираются основы геохронологии, фациального и тектонического анализа, т. е. даются методы науки и основные теоретические установки; далее последовательно описывается история Земли от древнейших периодов доныне, т. е. излагается главным образом фактический материал; в заключение же формулируются главнейшие из установленных закономерностей историко-геологического процесса.

МЕТОДЫ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ И АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Первой и важнейшей задачей историко-геологического исследования является, как мы видели, установление относительного возраста пород, т. е. определение эпохи их возникновения относительно других пород. Историческая геология стала наукой лишь тогда, когда были найдены надежные методы хронологической увязки пород друг с другом. Поэтому ознакомление с методикой исторической геологии следует начинать с разбора методов, которые приняты в этой науке для определения относительного возраста пород.

Нетрудно видеть, что эта задача распадается на две взаимно связанные и дополняющие одна другую: 1) определение относительного возраста пород, выходящих в одном разрезе; 2) хронологическое сопоставление пластов, входящих в состав разных разрезов, территориально разобщенных.

1. Определение относительного возраста пород в одном разрезе

Принцип определения относительного возраста пород в одном разрезе легко демонстрируется на конкретном примере, скажем, окрестностей города Москвы. Здесь в районе Дорогомилова выходят: внизу — светлые известняки; выше — черные глины с разнообразной фауной; еще выше — глины без фауны и пески. Совершенно ясно, что глины должны быть моложе известняков, так как налегают на уже сформировавшуюся толщу их, а пески моложе глин — по тем же самым основаниям. Таким образом, если пласты выходят в одном разрезе, то каждый налегающий пласт моложе того, на который он ложится, или иначе — чем выше в разрезе лежит пласт, тем он моложе.

К этому совершенно ясному принципу необходимо сделать одно дополнение. Если в разрезе каждый выше расположенный пласт связан с подстилающим пластом постепенными переходами и залегает на нем без размыва, то, очевидно, формирование его происходило тотчас же после окончания формирования подстилающего пласта, и мы имеем, так сказать, непрерывный процесс осадкообразования. Иное дело, если на контакте существуют следы размыва подлежащей толщи — неровная поверхность контакта, резкая смена пород и фаун у этого контакта, базальные конгломераты и т. д. Это значит, что между эпохами отложения

нижнего пласта и непосредственно выше лежащего протек какой-то промежуток времени, когда седиментации не было, но имела место денудация ранее отложенных пород. Сколь длителен был этот промежуток — сказать часто трудно, но наличие такого промежутка устанавливаем совершенно точно. В таком случае принято говорить о перерыве в ходе образования пород разреза.

Несмотря на простоту и ясность принципа определения возраста пород в одном разрезе, безошибочное применение его возможно лишь в областях, очень просто построенных с горизонтально лежащими или слабо нарушенными пластами. Сложнее обстоит дело, когда наблюдения идут в сильно дислоцированной области, где породы выведены из

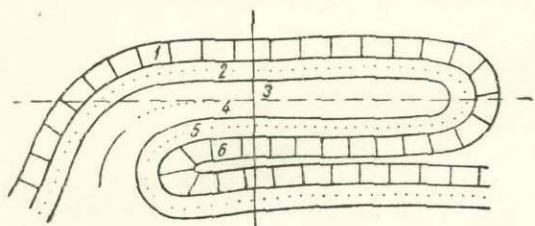


Рис. 1. Схема разреза опрокинутой складки

своего нормального залегания и образуют часто сложные структурные формы, например, опрокинутые складки, надвиги и пр. В этом случае принцип, указанный выше, может привести к неправильным заключениям. Так, на разрезе опрокинутой складки (рис. 1) пласты 4 и 5, по нашему принципу, должны быть моложе

пласта 6, а в действительности они старше его. Чтобы выйти из затруднения, необходимо обратиться к соседним разрезам и путем сопоставления с ними решить, какие же породы лежат нормально, а какие в опрокинутом состоянии. Только после этого возможно применение указанного выше принципа.

2. Принципы сопоставления разрезов осадочных пород

При сопоставлении разрезов в двух различных районах всегда наблюдаются более или менее значительные несовпадения в их составе. Иногда пласты сравниваемых разрезов сходны по петрографическим признакам, но различны по заключенной в них фауне; в других случаях они, наоборот, сходны по фауне, но различны по петрографическим признакам; часто же пласты не имеют ничего общего ни по фауне, ни по петрографическим признакам. Спрашивается, на что ориентироваться при сопоставлении разрезов?

При расхождении в признаках решающим фактором являются органические остатки. В частности, сходство фауны или флоры указывает на одновозрастность (хронологическую эквивалентность) пластов, различие же в фауне — на возможную разницу в возрасте пластов, либо на разные условия их образования, что должно быть далее детально исследовано. Этот принцип стратиграфических сопоставлений был введен в науку Г. Смитом в Англии и Ж. Кювье во Франции еще в начале XIX века и удерживается в науке до сих пор. Он известен под названием палеонтологического метода.

Чтобы понять причины предпочтения палеонтологических признаков петрографическим, необходимо остановиться на нескольких примерах того, что наблюдается геологом в поле.

В. П. Ренгартемом был изучен разрез отложений в верховьях рек Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе. Общая мощность разреза 3237 м, и весь он состоит из чередующихся черных глинистых (или асидных) сланцев и кварцитов; и те и другие палеонтологически немы. С петрографической стороны породы весьма однообразны, монотонны,

так что если рассматривать отдельные куски сланцев, взятые из верхов и низов разреза, то различить их в большинстве случаев нет возможности. Этот пример поучителен. Мы видим, что, несмотря на разницу во времени образования пород различных частей разреза, все они чрезвычайно сходны друг с другом. Другими словами, породы осадочные в совокупности петрографических признаков обычно не несут яркого отпечатка времени своего образования, так что в разные времена, но при сходных условиях, возникают чрезвычайно сходные породы.

Другой пример: в Закавказье, в окрестностях Кутаиси, развита чрезвычайно мощная осадочно-туфогенная свита, описанная Б. Ф. Меффертом. В составе пород порфиритовой серии участвуют преимущественно крупнообломочные вулканические накопления, выраженные брекчиями порфиритов и в немногих местах пластами одновременно излившихся порфиритов. Большое значение по мощности, кроме брекчий, имеют зеленые грубослоистые туфы, переслаивающиеся с туфопесчаниками и подобными же зелеными сланцами. При этом опять-таки, несмотря на огромную мощность (до 2000 м), вулканические породы, обнажающиеся на разных горизонтах толщи, отличаются чрезвычайным сходством своего петрографического состава. Мефферт насчитывает до семи горизонтов порфиритов, которые по своим петрографическим свойствам чрезвычайно похожи один на другой.

Таким образом, возьмем ли осадочные или изверженные породы, мы обнаруживаем одинаково, что породы, образовавшиеся заведомо в различные моменты истории земной коры, но в сходных условиях, оказываются чрезвычайно сходными во всем комплексе своих петрографических свойств. А это означает, что для определения возраста пород петрографические признаки не существенны, что сопоставлять породы по возрасту, опираясь только на их петрографические особенности мы, вообще говоря, не можем.

Совершенно иную картину дает распределение в разрезах фауны. Разберем с этой точки зрения разрез в окрестностях Москвы.

Строение Подмосковского района простое. В основании отложений (рис. 2), обычно невысоко над уровнем реки, выходят белые и желтоватые, плотные и пористые известняки, чередующиеся с доломитами. Выше известняков, залегая на неправильной бугристой поверхности размыва, располагаются глины, большей частью черные или темносерые, с раковинами головоногих моллюсков и прочей фауны. Еще выше начинаются пески. Сперва темнозеленые глауконитовые, затем ржавые железистые, переходящие в песчаники, и, наконец, на самом верху белые, чистые, кварцевые, хорошо отсортированные. Во всех этих песках, за исключением самых верхних — кварцевых, также встречается фауна пластинчатожаберных и головоногих моллюсков. Всю описанную толщу пород по неправильной поверхности размыва перекрывает сложный комплекс молодых образований:

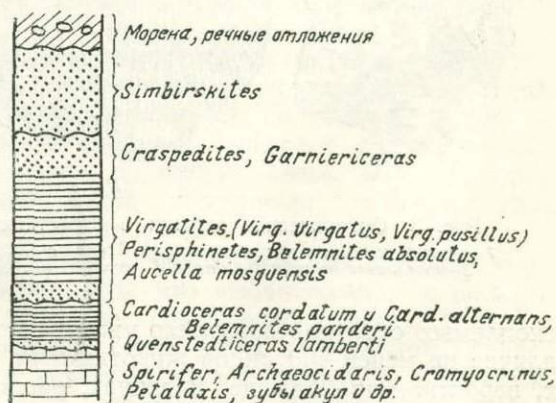


Рис. 2. Разрез в окрестностях Москвы

морена, речные пески, суглинки. Таков разрез в ближайших окрест-

ностях Москвы и, добавим, почти таков же он и на более далеком расстоянии, по крайней мере в пределах 40—50 км от нее.

Проследим теперь, как ведет себя фауна в этом разрезе. В известняках и доломитах, залегающих в основании, фауна обычно довольно богата и разнообразна. Здесь встречаются фораминиферы, очень многочисленные кораллы, не менее многочисленные плеченогие, членики морских лилий, пластинки и целые экземпляры морских ежей, головоногие, брюхоногие и пластинчатожаберные моллюски, трубочки червей, колонии мшанок, наконец, зубы рыб (рис. 3). Изучение всех этих

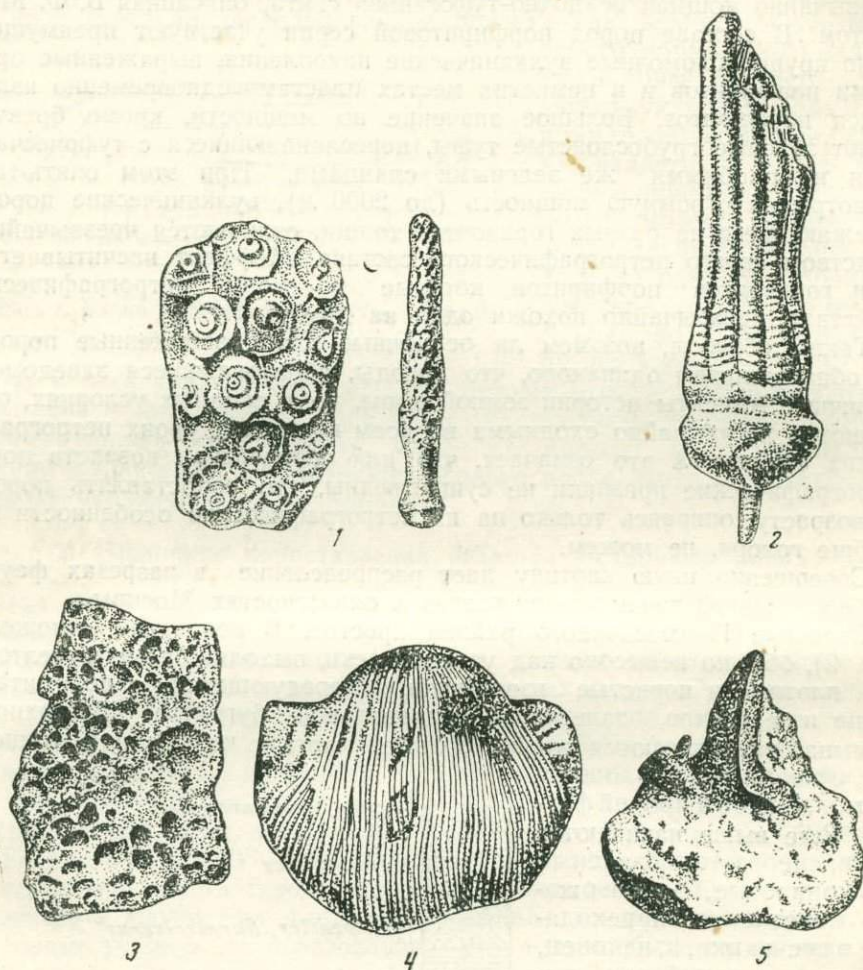


Рис. 3. Органические остатки в известняках подмосковного разреза
1—остатки панцыря и игл морского ежа *Archaeocidaris*; 2—морская лилия *Cromyocrinus*;
3—коралловая колония *Petalaxis*; 4—раковина плеченогого *Productus*; 5—зуб акулы

ископаемых остатков позволило уже к настоящему моменту установить наличие не менее 400 видов животных, но действительное разнообразие их, вероятно, еще больше. В глинах, располагающихся над известняками, фауна также встречается, но не так обильна, как в известняках. Мы также находим здесь фораминифер, плеченогих, головоногих, брюхоногих и пластинчатожаберных моллюсков, пластинки и иглы ежей, членики морских лилий, трубочки червей, наконец, кости рыб и рептилий. Как будто, все одно и то же. В действительности, однако, далеко не

так. Уже в приведенном голом перечне бросается в глаза, что в глинах по сравнению с известняками нехватает кораллов и мшанок, но зато присутствуют представители нового класса — морские рептилии. Еще поразительнее то обстоятельство, что в составе фауны глин и песков не содержится ни одного вида, общего с известняками (рис. 4). Вся фауна их в видовом отношении является новой, совершенно отличной от прежней. Чтобы разница стала очевидной, на прилагаемых рисунках (см. рис. 3 и 4) подобраны главные представители ископаемого мира известняков, глин и песков.

Точно так же ничего общего нет между фауной глин и песков, с одной стороны, и фауной налегающих покровных образований (речных (песков, суглинков и пр.), с другой. Таким образом, оказывается, что каждая из выделенных выше толщ характеризуется своими собственными органическими остатками.

Пойдем, однако, дальше. Сборы ископаемых из отдельных горизонтов глин или песков (толща вторая) обнаруживают, что хотя в главных своих чертах фауна этих горизонтов одна и та же (состоит из одинаковых групп организмов), все же у каждого горизонта имеются свои специфические виды и роды, которые ни в более высоких, ни в более низких горизонтах не встречаются. Так, например, в Студеном овраге, под Москвой, до его застройки, легко было видеть, что серая сланцеватая глина, располагающаяся прямо у уреза воды, содержит во множестве раковины головоногого моллюска-аммонита *Cardioceras alternans* и белемнита *Belemnites panderi*. Выше, в фосфоритовом слое и налегающих на него черных песчанистых глинах, этих форм уже нет. Зато во множестве попадаются два совершенно новых рода аммонитов — *Virgatites*, *Perisphinctes*, представленные большим числом видов (*Virgatites virgatus*, *Virg. pusillus* и др.), и новый вид белемнита — *Belemnites absolutus*. Еще выше, в темнозеленых песках у бровки склона и эти роды исчезают; на смену им появляются аммониты — *Craspedites*, *Garniericeras* и др., опять-таки в большом числе видов. В железистых песчаниках, перекрывающих зеленые глауконитовые пески, опять своя фауна — аммонит *Simbirskites* и некоторые другие.

При большом количестве общих видов, проходящих снизу доверху, отдельные горизонты глины, таким образом, характеризуются своими собственными, только для них характерными, только к ним приуроченными видами, по которым эти породы и могут быть легко распознаны.

Совершенно аналогичная картина приуроченности видов к отдельным горизонтам установлена в известняках. Хотя петрографические свойства их на разных горизонтах повзгораются до мелочей, фауна в них не повторяется. В известняках, как и в глинистой толще, наряду с формами, которые прослеживаются во многих слоях, каждый горизонт всегда содержит некоторое число совершенно специфических, только ему свойственных видов (иногда родов).

Разобранные примеры не являются особым, уклоняющимся от нормы, частным случаем. Можно показать, что любая толща, в особенности если она большой мощности, дает совершенно отчетливые изменения в составе фауны при движении снизу вверх даже в том случае, если эта толща петрографически оказывается неизменной во всем своем разрезе. И именно такого рода наблюдения, повторенные много раз, привели геологов к убеждению, что при сопоставлении пластов, развитых в различных, не связанных друг с другом районах, следует пользоваться органическими остатками, а не петрографическими особенностями пород.

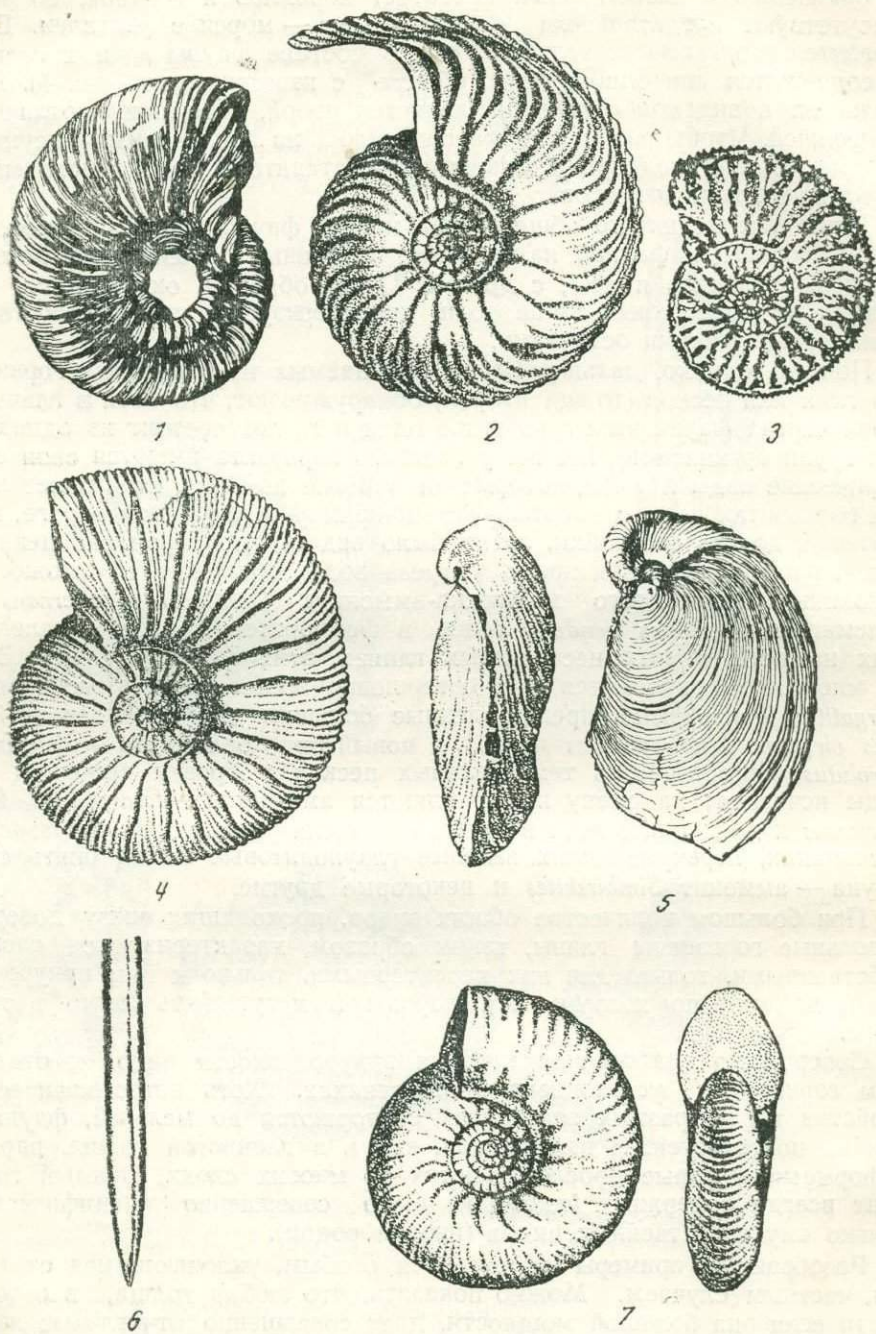


Рис. 4. Органические остатки в песчано-глинистой толще
подмосковного разреза

1—аммонит *Quenstedticeras lambei*; 2—аммонит *Cardioceras cordatum*; 3—аммонит *Cardioceras alternans*; 4—аммонит *Virgatites virgatus*; 5—двустворчатый моллюск *Aucella*; 6—белемнит *Belemnites absolutus*; 7—аммонит *Craspedites subditus*

3. Примеры приложения палеонтологического метода к сопоставлению разрезов осадочных пород. Понятие о геохронологической шкале

Познакомившись с принципами стратиграфических сопоставлений, разберем на одном-двух примерах, как производится в обычной геологической практике подобного рода сопоставления.

Для этого сопоставим описанный выше подмосковный разрез с тем, который наблюдается в Ульяновском районе (рис. 5). В основании разреза здесь залегают серые глины с прослойками горячего сланца в верхней части. Эти слои обнаруживаются в северной части Ульяновского района. Фауна, заключенная в глинах, весьма богата и состоит из многочисленных пелеципод, гастропод, брахиопод, аммонитов и т. д. Отметим, что среди аммонитов здесь встречаются те же роды *Perisphinctes* и *Virgatites*, что и в черной глине разреза Студеного оврага под Москвой. Выше толщи горячих сланцев в Поволжье лежит фосфоритоносный песчаник с аммонитом *Craspedites*, белемнитами и прочей фауной. Далее вверх следует толща глин со сферосидеритом (FeCO_3) и гипсом ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). В нижней части этих глин среди прочей фауны встречаются аммониты рода *Simbirskites*, а в верхней аммониты из рода *Hoplites*. Наконец, на водораздельных площадях выходит мощная толща белого песчано-мела также с богатой фауной. Посмотрим, как можно сопоставить этот ульяновский разрез с подмосковным.

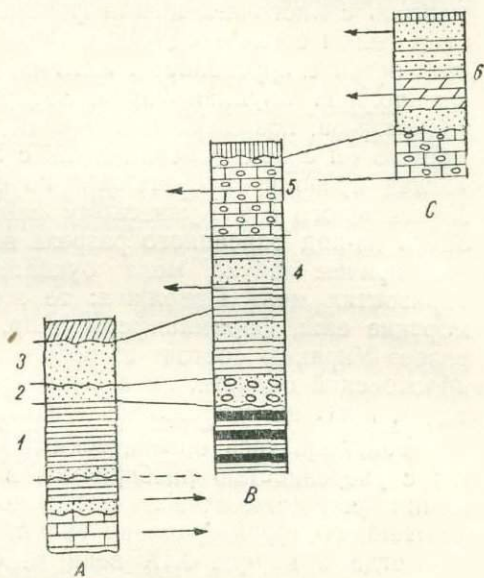


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов Подмосковного (А), Поволжского (В) и Украинского (С) массивов

1—слой с *Virgatites*; 2—слой с *Craspedites*; 3—слой с *Simbirskites*; 4—слой с *Hoplites*; 5—мел, вверх горизонт с *Belemnitella lanceolata*; 6—песчано-глинистые отложения с редкой фауной, развитые только на Украине

Из сравнения колонок видно, что горячие сланцы, фосфоритовый песчаник и низы толщи глин Поволжья включают в себе фауну, весьма близкую к фауне песчано-глинистой толщи подмосковного разреза.

Так как каждый род или вид животных существовал в истории Земли лишь однажды и никогда не появлялся вновь после вымирания, то очевидно, что горячие сланцы Поволжья с *Virgatites* — одного возраста с черной глиной Студеного оврага с *Virgatites*; фосфоритовый горизонт с *Craspedites* Поволжья — отвечает черным глинистым пескам Студеного оврага; черные глины с *Simbirskites* Поволжья — пескам с тем же аммонитом Подмосковья. Такое сопоставление пластов Подмосковья и Поволжья сразу разъясняет нам все вообще соотношение обоих разрезов.

Очевидно, что породы, синхроничные с подмосковными известняками, если только они в Поволжье имеются вообще, должны лежать на глубине под доступной нам песчано-глинистой толщей. Поволжский же мел в Подмосковье должен был бы лежать выше песчано-глинистой толщи с аммонитами. Наблюдения несколько севернее Москвы,



в Дмитровском районе, показывают, что породы, синхроничные поволжскому мелу, действительно здесь встречаются в виде небольших «клочков» на водоразделах. Они были, видимо, здесь когда-то широко развиты, но затем почти полностью уничтожены речным размывом еще до отложения современных суглинков и других самых молодых пород Подмосковья.

Аналогичным путем можно увязать разрез Поволжья с украинским, развитым, например, в Харьковском и Полтавском районах. В основании колонки здесь располагаются глауконитово-кварцевые серые пески и песчаники с фосфоритами; выше следует синевато-серый мергель с многочисленными фораминиферами, затем — зеленые песчанстые глины с глауконитом и, наконец, вверху — белые, чистые кварцевые пески с прослойками желтых, красных, малиновых глин и с линзами каолина. Скучная фауна, которая встречается в некоторых горизонтах разреза, показывает, что виды, ее составляющие, не имеют ничего общего ни с подмосковной, ни с поволжской фауной. Это на первый взгляд приводит нас в тупик, но если обратиться к северным частям Харьковского и к Купянскому району, то недоразумение рассеивается. Здесь из-под описанного разреза на уровне рек начинает появляться мел, причем фауна мела буквально до мелочей та же, что в верхних горизонтах мела Поволжья: те же белемниты (*Belemnitella lanceolata*), морские ежи, фораминиферы и пр. Такие соотношения доказывают, что разрез Украины состоит из верхних, более молодых слоев, каких ни в Московской области, ни в Поволжье нет, т. е. они либо не отлагались здесь, либо не сохранились (размыты).

Так, пользуясь органическими остатками, заключенными в породах, мы с уверенностью разбираемся в относительном возрасте осадочных комплексов даже тогда, когда комплексы эти не связаны непосредственно, но территориально значительно удалены друг от друга.

Когда в начале XIX века В. Смитом и Ж. Кювье была впервые применена изложенная только что методика, она сразу же возбудила большие надежды. В самом деле, исходя из фактов, аналогичных только что описанным, можно было надеяться, что, перемещаясь шаг за шагом во все новые области, можно будет связать воедино сначала породы, развитые внутри каждого континента, а потом и породы одного континента с породами другого и, в конце концов, дать связную картину соотношения слоев со всей доступной нам части земного шара.

К настоящему времени эта работа в значительной мере уже проделана. Усилиями огромного числа геологов, изучавших фауну пород из различных участков земной коры, произведено сопоставление этих пород, и в результате получена некоторая последовательность напластований, как бы сводный послойный стратиграфический разрез осадочных пород коры. Этот сводный разрез получил название геохронологической колонки. После установления ее сущности работа геолога по определению возраста пород значительно упростилась. Теперь, найдя в каком-либо разрезе фауну или флору и определив ее состав (роды и виды), геолог подбирает горизонты геохронологической шкалы со сходной фауной. Если оказывается возможным подыскать такой горизонт, то тем самым сразу определяется возраст данной породы относительно всех других пород, входящих в состав земной коры. Если вполне точного совпадения с фауной ни одного из подразделений геохронологической шкалы не имеется, то подыскивается ближайший, наиболее подходящий горизонт. В некоторых случаях привлечение нового материала позволяет уточнить самую шкалу, разбивая, например, какой-

либо из ее горизонтов на два или вводя новое подразделение между двумя уже существовавшими.

Таким образом, геологу, желающему с успехом работать в поле, надлежит знать фауну, по крайней мере, крупных подразделений геохронологической шкалы. Эта задача и разрешается при дальнейшем изучении исторической геологии. Пока же мы ознакомимся с общим составом современной геохронологической шкалы и важнейшими из имеющихся в ней подразделений.

4. Стрoение геохронологической колонки (сводный хронологический разрез пород земной коры)

По составу органических остатков, встречающихся в породах на различных уровнях геохронологической колонки, вся совокупность напластований, образующих ее, разделена на четыре комплекса. Каждый комплекс назван группой пород, а время, соответствующее формированию пород группы, названо эрой. Таким образом, в геохронологической колонке имеются четыре группы пород и соответственно четыре эры времени. Наиболее древняя группа — архейская, за нею следуют палеозойская, мезозойская и кайнозойская.

Каждую из названных групп (кроме архейской) принято делить на более мелкие подразделения, называемые системами; соответственно эры делятся на периоды. Согласно постановлению Международного конгресса геологов в 1881 г. в г. Болонье, эти подразделения таковы: палеозойская группа расчленяется на пять систем: кембрийскую (кембрий), силурийскую (силур), девонскую (девон), каменноугольную (карбон) и пермскую (пермь); мезозойская (мезозой) — на три: триасовую (триас), юрскую (юра) и меловую (мел); кайнозойская (кайнозой) — на две: третичную и четвертичную. Что касается архея, то последний не имеет общепринятых подразделений. Обычно архейская группа подразделяется на две подгруппы: более древнюю — собственно архейскую и более молодую — протерозойскую (или эозойскую). Точные критерии для таких подразделений, однако, отсутствуют, почему и сами подразделения эти весьма условны. Нередко обе подгруппы рассматриваются как самостоятельные группы¹. Добавим к этому, что за последнее десятилетие наблюдаются попытки несколько изменить подразделения и остальных эр. Так, в палеозое силурийскую систему стремятся разбить на две самостоятельные системы: ордовикскую внизу и собственно силурийскую, или готландскую, наверху; наоборот, каменноугольную и пермскую системы иногда объединяют в одну — антраколитовую. В мезозое расчленяют меловую систему на две самостоятельные — нижнемеловую и верхнемеловую. То же наблюдается для кайнозоя, где третичную систему также иногда делят на две самостоятельные — нижнетретичную (или палеоген) и верхнетретичную (или неоген). До сих пор эти тенденции, однако, не получили общего признания, и общепринятым остается прежнее решение Болонского конгресса.

Каждую систему (и соответственно период) делят в свою очередь на еще более дробные единицы. Так, система делится на отделы, обычно три: верхний, средний и нижний (или два: верхний и нижний); здесь отделы — на ярусы, ярусы — на горизонты или зоны. Соответствующие деления для времени следующие: период распадается на эпохи, эпохи — на века; для подразделений более мелких, соответствующих зоне, установившегося названия нет; употребляют термины «век» или «время».

¹ Все породы, располагающиеся ниже кембрия, часто называют просто докембрием.

Каждому из перечисленных подразделений отвечает своя фауна и флора. Понятно, что чем мельче деление, тем меньше отличия в фауне. Так, фауна групп отличается крупными систематическими единицами, классами или по меньшей мере отрядами. Системы различаются семействами или даже родами; ярусы — родами, чаще же просто группами видов внутри почти тождественных комплексов родов. Наконец, горизонты или зоны различаются чаще всего отдельными видами или даже более мелкими подразделениями — мутациями, варьетами.

Чем более мелкие стратиграфические единицы будут выделены в разрезе какого-либо района, тем тоньше, углубленнее будет наше познание геологии его, тем точнее будет сопоставление с другими районами и, следовательно, воссоздание истории Земли вообще. Естественно поэтому, что целью геологов является раздробление всех разрезов до горизонтов или зон. При таком подходе особое значение приобретают организмы, приуроченные к наиболее мелким стратиграфическим подразделениям и способные в силу этого служить как бы показателями этих подразделений и руководить в их распознавании. Такие узко приуроченные к данному подразделению ископаемые называются руководящими ископаемыми. Мы видели уже их отчасти в предыдущем разделе, когда послойно разбирали фауну глин Студеного оврага. Ими являются обычно либо роды (редко), либо виды (чаще всего). Опыт показывает, что далеко не все биологические группы пригодны в качестве руководящих ископаемых, но лишь те, которые обладают определенными особенностями. Во-первых, группа должна быстро эволюционировать, т. е. новые виды в ней должны быстро развиваться и вымирать; только тогда будет возможна приуроченность отдельных видов к незначительным по мощности пластам. Медленно эволюционирующие группы (например, род *Lingula*, существующий от силура доныне) руководящими ископаемых, как правило, не дают. Во-вторых, быстро эволюционирующая ветвь должна обладать еще и космополитичностью, т. е. представители ее должны быть для данного отрезка времени широко распространены по лику Земли. Лишь в этом случае возможно будет при помощи их сопоставлять отдельные выходы на далеком расстоянии друг от друга. В противном случае смысл дробных подразделений для каждого из районов теряется. В-третьих, руководящие формы должны встречаться в разрезах в значительном количестве, ибо иначе они могут быть просто не найдены в обнажении и, следовательно, практически будут бесполезны. Наконец, руководящие формы должны отличаться способностью хорошо сохранять мелкие детали своей организации — так, чтобы распознавание их было достаточно надежным.

Наибольшее количество руководящих ископаемых дали граптолиты, головоногие моллюски (аммониты, белемниты), фораминиферы, трилобиты, плеченогие; в меньшей степени — двустворки, брюхоногие, морские ежи, мшанки, кораллы, рыбы. Остальные группы — радиолярии, губки, черви, морские лилии, насекомые и т. д. — для стратиграфии используются очень редко, в качестве исключения, когда отсутствуют другие формы.

5. Из истории установления современных стратиграфических подразделений

Идейными творцами современной геохронологической шкалы были, как указывалось, В. Смит в Англии, Ж. Кювье и А. Броньяр во Франции.

В. Смит родился 23 марта 1769 г. в Оксфордшире и был сыном фермера. Получив в начальной школе скудную элементарную подго-

товку, Смит самоучкой настолько изучил математику, что уже в 18 лет был помощником землемера. Впоследствии он работал в качестве инженера по проведению канала в Соммерсете, а также состоял землемером и инженером гражданских сооружений. Область, где Смит родился, изобилует остатками мезозойских ископаемых, и, будучи еще мальчиком, он имел много случаев для их сбора и наблюдения. В качестве же помощника землемера он объездил графства Оксфорд, Гемпшир, окрестности Салисбери и Бата. В 1791 г. ему удалось установить удивительное сходство в петрографии и составе ископаемых остатков красного мергеля и лейаса, выходящих у Бата, с соответствующим слоями у Глочестершира; тогда же он отметил, что в обоих случаях эти слои лежат несогласно на размытой поверхности отложений, которые впоследствии были отнесены к каменноугольной системе. В последующие 25 лет Смит пополнил свои наблюдения, объездив почти все районы Англии (без Шотландии), и пришел к замечательному результату. По всей Англии, от южного до восточного побережья, протягивается одна и та же серия пластов с одинаковым составом и одинаковыми стратиграфическими соотношениями, причем каждый пласт легко может быть узнан по свойственным ему окаменелостям. Хотя некоторые формы и повторяются в нескольких пластах без изменений, однако все же определенному слою (или пачке слоев) свойственен свой круг ископаемых остатков.

Результаты полевых наблюдений Смита, к сожалению, не были им своевременно опубликованы, хотя все же, благодаря неоднократным беседам с любителями геологии и вообще натуралистами, они стали широко известны. Особенный интерес имеет его встреча с двумя такими любителями: Ричардсоном и Тоундсендом. При знакомстве со Смитом оба эти дилетанта обнаружили, что Смит гораздо быстрее и правильнее, чем они сами, разбирается в их собрании окаменелостей, равно как и прекрасно ориентируется в общем стратиграфическом разрезе изученной ими территории. Смит продиктовал им краткий обзор (в виде таблицы) всех пластов Англии, начиная от каменноугольной формации до мела, сопровождая описание пластов указанием руководящих для них ископаемых. Так возникла первая (рукописная) стратиграфическая работа, основанная на палеонтологическом методе. Написанный Ричардсоном и подписанный Смитом экземпляр ее и ныне хранится в архиве Лондонского геологического общества, членом которого Смит стал с момента его возникновения. При дальнейшей работе Смит не только уточнял и совершенствовал свою палеонтологическую стратиграфию, но и перешел к построению первых геологических карт, основанных на вполне современном принципе: он изображал одним цветом породы несходного петрографического состава, но одинакового геологического возраста. Им составлен ряд планшетов для 15 графств, изданных в период с 1794 по 1821 г. Кроме того, им опубликована еще в 1815 г. мелкомасштабная сводная карта Англии, состоящая из 15 листов, в масштабе 1 дюйм = 5 мильям; ее размеры 8 футов 9 дюймов \times 6 футов 2 дюйма. В промежутке между 1816 и 1819 гг. Смит начал публикацию оставшегося незаконченным краткого описания геологических напластований Англии вместе с цветными изображениями характерных для каждого из них окаменелостей. Наконец, в 1817 г. он издал идеальный стратиграфический профиль через всю Англию от Сноудена до Лондона. Эти работы являются базисом, на котором в Англии развилась вся дальнейшая стратиграфия Великобритании, усвоившая не только метод Смита, но принявшая и ряд его подразделений и стратиграфических наименований (например,

лейасовые слои, портландские слои, коралловые слои, лондонская глина и т. д.). Смит умер в 1839 г.

Одновременно со Смитом во Франции работали в аналогичном направлении Ж. Кювье (1769—1832) и А. Броньяр (1770—1847). Личность первого общеизвестна, что же касается Броньяра, то это был горный инженер, профессор минералогии в Музее естественной истории в Париже. Изучая породы и фауну так называемой Парижской котловины (крупного мутьеобразного участка коры, приблизительно в центре которого расположен Париж), названные авторы пришли к заключению, что здесь могут быть выделены следующие 9 формаций:

9. Формация лёсса	5. Формация песков и песчаников
8. " пресноводного известняка	с пластинчатожаберными
7. " песчаника без ископаемых	4. " гипса
6. " кремнистого известняка	3. " песков и грубого известняка
	2. " пластической глины
	1. " мела

Характерной чертой этой работы является то, что в ней сопоставление разрезов ведется по палеонтологическому принципу. Из мела авторы перечисляют 50 видов ископаемых. Для пластической глины, наоборот, отмечается их отсутствие. Для формации песков и грубого известняка подчеркивается то интересное и важное обстоятельство, что ни один меловой вид не повторяется в их фауне, хотя сама по себе фауна песков и грубого известняка обильна. Характерно вместе с тем, что внутри формаций отдельные горизонты или комплексы пластов неоднородны по фауне, и это обстоятельство позволяет авторам проводить более детальное сопоставление разрезов. Это исследование с полной убедительностью обнаружилось, сколь большое значение имеет фауна для стратиграфического расчленения и сопоставления осадочных пород. Как и работы Смита, исследования Кювье и Броньяра сопровождаются геологическими профилями и геологической картой. Изданная в 1811 г. и переиздававшаяся затем несколько раз позже, эта работа демонстрировала новый, палеонтологический метод стратиграфического исследования едва ли не с большим блеском, чем работы Смита.

Впечатление от исследований Смита и Кювье было огромное. У них тотчас же появились последователи и ученики, которые с необычайным жаром стали применять палеонтологический метод в самых различных частях Европы. Результаты оказались исключительными: в короткий срок основные черты стратиграфии осадочных пород земной коры были установлены, и основные контуры относительной геохронологии были найдены.

Чтобы убедиться в этом, достаточно просмотреть помещенную ниже весьма поучительную таблицу (стр. 23).

Изучая данные этой таблицы, легко видеть, что основы современной геохронологической схемы были заложены в течение каких-нибудь 18—20 лет, а подавляющее большинство систем было выделено буквально на протяжении десятилетия, с 1832 по 1841 г.

При этом дело не обошлось, конечно, без ошибок и споров между исследователями. Так, геологи Конибир и Филлипс, впервые выделившие каменноугольную систему, рассматривали ее как комплекс слоев, лежащих не выше девона, как это есть в действительности, а ниже его. И только в 1839 г. Мурчисон и Седжвик доказали, что каменноугольный

Название системы	Год выделения	Место выделения	Автор, выделивший систему	Примечание
Архейская, или протерозойская группа	1863	Северная Америка	Логан	Название „архейской“ дал группе Дэна в 1872 г.
Кембрийская	1836	Юго-западная Англия	Седжвик	Современное разграничение (и объем) систем предложено Ляйелем и принято Международным геологическим конгрессом в 1888 г.
Силурийская	1835	Там же	Мурчисон	
Девонская	1839	Там же и Шотландия	Мурчисон и Седжвик	—
Каменноугольная	1822	Юго-западная Англия	Конибир и Филлипс	Истинное стратиграфическое положение системы над девоню установлено лишь в 1839 г. Мурчисоном
Пермская	1841	Северо-восток Русской-равнины	Мурчисон	—
Триасовая	1834	Германия	Альберти	—
Юрская	1829	Юрские горы	Броньяр	Тройное деление установлено Л. фон-Бухом в 1839 г.
Меловая	1822	Парижский бассейн	Омалиус д'Аллау	Современная схема подразделений дана д'Орбиньи в 1842 г.
Третичная	1833	Парижский бассейн	Ляйель	Название „третичные осадки“ было предложено Кюзье и Броньяром еще в 1809 г.
Четвертичная	1823 и 1829	—	Бекланд и Денуайе	Бекланд предложил наименование „дилювий“; термин „четвертичная система“ предложил Денуайе

комплекс должен быть помещен выше девонского древнего красного песчаника (*Old Red Sandstone*). Обнаружив промежуточное положение этого древнего красного песчаника между каменноугольным и силурийскими комплексами, Мурчисон и Седжвик выделили его в особую «девонскую» систему (от графства Девоншир, где она была выделена). Очень горячие и многолетние споры велись между Мурчисоном и Седжвиком относительно объема и действительных соотношений кембрийской и силурийской систем. В 1835 г. Мурчисон выделил в Уэльсе (юго-западная Англия) комплекс слоев, который он назвал «силурийской формацией» в честь племени силуров, обитателей Уэльса в эпоху римского владычества. В следующем, 1836 г. Седжвик, работая также в юго-западной Англии, выделил еще новый комплекс, для которого он предложил название кембрийской системы — от *Cambria*, древнего названия Уэльса. Однако оба исследователя не были согласны между собою в разграничении осадков этих систем. В то время как Мурчисон отрицал самостоятельность кембрийской системы и рассма-

тривал ее осадки как местное видоизменение (фазию) нижнесилурийских отложений, Седжвик отстаивал самостоятельность выделенного им комплекса, причем к верхнему кембрию относил значительную часть нижнесилурийской свиты Мурчисона. Спор окончательно был разрешен лишь Ляйелем, предложение которого — считать самостоятельными обе системы — было принято затем Международным конгрессом в 1888 г.; тогда же был установлен объем их, отвечающий современному.

Много споров вызвал и объем пермской системы, установленной Мурчисоном на севере территории России при путешествии в 1841 г., ибо французский геолог Марку утверждал, что верхняя часть пород пермской системы должна принадлежать в действительности триасу.

Одновременно с выделением систем была сделана попытка группировки их в более крупные единицы, называемые теперь группами. Впервые это было сделано в 1837 г. Седжвиком, который объединил в «палеозойскую» группу кембрийскую и силурийскую системы. Он специально оговорил при этом, что выше палеозойской группы лежит *Old Red Sandstone*, т. е. девон, так что в первоначальном понимании палеозой обнимал лишь первые две системы современного палеозоя. Двумя годами позже (1840 г.) Филлипс предложил ввести в состав палеозойской группы и девон и высказал догадку, что сюда же следует причислить и карбон. В 1841 г. тот же автор уже решительно включил в палеозой карбон, а затем и пермь и, таким образом, объем палеозойской группы получил современный вид.

Тот же Филлипс предложил в 1840 г. в проблематичной форме, а в 1841 г. уже решительно, подразделить остальные системы на две группы: мезозойскую, включающую триас, юру, мел, и ценозойскую (или кайнозойскую), включающую третичную систему и «дилювий».

Таким образом, в начале сороковых годов XIX в. основы стратиграфической систематики были в главных чертах заложены в форме, близкой к современной, и с современной терминологией.

Вот почему мы по справедливости можем назвать тридцатые годы прошлого века «героической эпохой» в истории геологии вообще и исторической геологии в особенности.

6. Косвенное приложение палеонтологического метода и определение возраста эффузивных, интрузивных и метаморфических пород

Мы показали выше, какое значение имеет палеонтологический метод для выяснения возраста пород и, следовательно, установления хода геологической истории. Попробуем теперь подойти к его оценке с другой стороны, а именно, посмотрим, везде ли он применим и всегда ли дает надежные результаты?

Пользоваться палеонтологическим методом можно, очевидно, лишь тогда, когда породы вообще содержат ископаемые остатки, а не лишены их. Между тем в природе встречаются породы, в которых никакие поиски не в состоянии обнаружить ни малейших органических остатков. Это, как говорят, «палеонтологически немые» породы. Если палеонтологически немой оказывается какая-либо осадочная порода, то почти всегда есть надежда, что эта «немота» ее только местное явление, характеризующее данный район или даже данный разрез. Но некоторые породы, как, например, все вулканические, изначально немые и изначально не могут заключать в себе никаких остатков фауны. Понятно, что палеонтологический метод в его прямой форме здесь применен быть не может. Приходится искать каких-то других приемов расшифровки возраста этих пород.

По отношению к эффузивам, т. е. породам, излившимся на поверхность, определение возраста в некоторых случаях не представляет существенных затруднений. Действительно, излившийся поток располагается на какой-нибудь осадочной постели. После излияния он покрывается какой-нибудь осадочной кровлей. Понятно, что если мы сможем—по палеонтологическим признакам—определить возраст подошвы и возраст кровли, мы тем самым определим и возраст данной эффузии. Например, если подошвой лавового покрова является нижняя юра, а кровлей—самые нижние горизонты средней юры, то это означает, что эффузия имела место либо еще в течение нижней юры, либо на границе нижней и средней юры. Располагая достаточным количеством таких возрастных определений, а также наблюдениями над мощностью и вещественным составом эффузий, можно в некоторых случаях составить достаточно полное представление о развитии эффузивной деятельности на каком-либо участке земной коры.

Весьма интересен с этой точки зрения восточный склон Урала. Подробные исследования¹ устанавливают, что начало эффузивной деятельности приходится на вторую половину верхнего силура, причем в этот момент изливаются породы основные. В нижнедевонскую эпоху вулканическая деятельность достигает чрезвычайной интенсивности и выражается в образовании мощных покровов попрежнему преимущественно основных пород с сопровождающими их туфовыми толщами. В среднедевонскую эпоху вулканическая деятельность продолжается, но здесь обычно меньшее развитие имеют покровы изверженных пород и чрезвычайного развития достигают мощные туфовые толщи от тонкозернистых до грубых агломератовых туфов. Вместе с тем в различных районах восточного склона отчетливо намечается более кислый, чем в нижнем девоне, состав этих пород. В верхнедевонское время это постепенное замирание вулканической эффузивной деятельности продолжается. Вулканическая деятельность в это время постепенно затухает (а местами, может быть, и совершенно прекращается), чтобы снова потом всыхнуть уже к началу каменноугольной эпохи. Покровы изверженных пород и даже туфовые толщи в верхнем девоне имеют уже незначительное и непостоянное развитие. Что касается состава изверженных пород D_3 и C_1 , то последние оказываются еще более кислыми, чем это было в эпоху D_2 . В это время изливаются андезинофиры и кератофиры (кварцевые и бескварцевые), состав магмы которых отвечал сиенитам и гранодиоритам.

Эпоха среднего карбона была временем приостановки эффузивной деятельности. Но в эпоху C_3 и, вероятно, перми она вновь обострилась, хотя полноту ее развития мы оценить сейчас не можем, так как «рыхлые» массы этих изверженных пород были уничтожены в течение того континентального периода, который длится на Урале с конца палеозоя. Остатки этих образований сохранились лишь местами в виде небольших клочков туфов пироксеновых порфиров, кварцевых кератофилов, уцелевших от размыва кое-где на восточном склоне как Северного, так и Южного Урала. После палеозоя вулканическая деятельность на Урале замирает.

Таким образом, мы видим, что, несмотря на отсутствие ископаемых в самих эффузивных породах благодаря их перемежаемости с нормальными осадочными образованиями, возможно не только определение возрастов эффузий в каждом частном случае, но и воссоздание широких картин развития эффузивной деятельности в течение длинных промежутков времени.

¹ См. Объяснительную записку к геологической карте Урала. ГГРУ, 1931.

Значительно сложнее обстоит дело с определением возраста интрузий. Возьмем случай, когда гранитное тело прорезает породы, начиная от кембрия до нижнего карбона включительно (рис.6). Из таких соотношений вытекает, что интрузия гранитов последовала после отложения нижнего карбона; но когда точно это произошло, сказать невозможно, ибо отсутствуют всякие указания на верхний предел возраста интрузий.

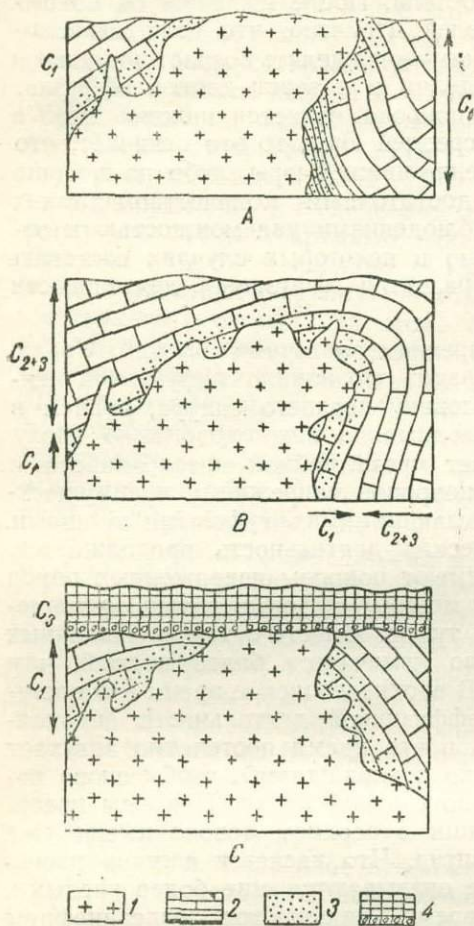


Рис. 6. Возраст интрузивных массивов

А, В, С — разные типы соотношений интрузий с вмещающими породами

1 — гранит; 2 — породы, вмещающие гранитную интрузию; 3 — зона контактового метаморфизма вокруг интрузии; 4 — породы, перекрывающие размытую поверхность интрузии и вмещающих пород

C_1 , C_{2+3} , C_3 — индексы возраста пород, вмещающих интрузию или перекрывающих ее

Допустим теперь, что гранитный батолит не только прорывает породы до C_2 включительно, но и покрывается отложениями верхнего карбона. В этом случае определение возраста зависит от характера контакта батолита с осадками верхнего карбона. Если в основании C_3 мы не замечаем никаких следов предварительного размыва гранитной интрузии, но, наоборот, наблюдаем ее метаморфизирующее воздействие на породы C_3 , то это значит, что интрузия гранита имела место после отложения пород верхнего карбона, причем верхний предел для возраста гранита опять отсутствует и, следовательно, точный возраст его опять неясен.

Если же породы C_3 в основании своем не несут никаких следов метаморфизирующего воздействия гранита, но, наоборот, залегают на размытой поверхности его и содержат в основании гранитную гальку, то это неоспоримо свидетельствует, что гранитная интрузия старше C_3 . Она успела возникнуть, остыть и частично разрушиться прежде, чем ее покрыли осадки C_3 . А так как (по соотношению с C_1) она моложе нижнего карбона, то внедрение должно падать на какой-то момент верхнего или среднего карбона. Решение вопроса о возрасте здесь стало возможным потому, что налицо имелись ясные соотношения магматических пород с нормальными осадочными, возраст которых определялся прямыми наблюдениями над фауной.

Мы разобрали случай одной интрузии. Гораздо чаще, однако, интрузий бывает несколько. Понятно, что сущность методики при этом остается той же самой. Однако множественность интрузий позволяет использовать еще один момент, а именно, наблюдение над соотношением интрузий. Допустим, у нас имеются четыре петрографически различно выраженные группы интрузивных пород: А, В, С, D. При этом мы

наблюдаем (на различных, конечно, обнажениях, так как на одном этого не бывает видно), что интрузия В сечет породы интрузии А; интрузия С сечет А и В; интрузия же D сечет все предыдущие либо порознь, либо взятые вместе. Тогда, очевидно, наиболее древней интрузией будет А, следующей по времени будет интрузия В, затем С и, наконец, D. Уже эти наблюдения дают много. Если же, кроме того, имеются еще ясные соотношения какой-либо интрузии с осадочными породами, то тогда возможно будет определить не только возраст интрузий относительно друг друга, но и найти им точное место в нормальной геохронологической колонке.

Именно этим комбинированным путем наблюдения соотношений интрузий друг с другом и с осадочными породами обычно и пользуются на практике, достигая иногда весьма удовлетворительных результатов.

Разобранные примеры показывают, что, несмотря на изначальную палеонтологическую «немоту» изверженных пород, вопрос о возрасте их отнюдь не является неразрешимым, но обычно может быть более или менее удовлетворительно решен косвенным применением того же палеонтологического метода.

Вторым объектом, который сграницивает применение палеонтологического метода, являются метаморфизованные докембрийские породы. Здесь, конечно, никакого, даже косвенного, применения палеонтологического метода быть не может. Изучение этих образований идет другим, очень сложным путем. Суть его в том, что выделяют некоторые комплексы метаморфических и изверженных пород, а затем прослеживают эти комплексы из одного района в другой, наблюдая одновременно, как изменяется их состав и как изменяются соотношения между ними. Так как метаморфическим породам присущи сложные дислокации, затрудняющие прослеживание свит, понятно, что достичь хороших результатов такими приемами трудно. Поэтому естественно, что стратиграфия докембрия находится еще на низкой ступени развития и лишена тех всеобъемлющих схем, которые давно уже имеются для «исторического» периода развития Земли. Настоящая стратиграфия докембрия еще дело будущего.

7. Сопоставление морских и континентальных отложений

Помимо вулканогенных и метаморфических свит, существенные затруднения в применении палеонтологического метода представляют континентальные свиты. Причина заключается в том, что континентальные толщи, возникнув в совершенно иных физико-географических условиях сравнительно с породами морскими, характеризуются органическими остатками, не имеющими ничего общего с ними. Прямое палеонтологическое сравнение континентальных и морских фаун и флор исключено, и, следовательно, невозможно и прямое применение палеонтологического метода.

Несмотря на это, сопоставление континентальных толщ с морскими все же возможно, но осуществляется косвенными приемами. Один из таких приемов аналогичен тому, который мы уже разобрали на примере эффузивных образований, и состоит в определении возраста пород подошвы и кровли.

Другой, и наиболее надежный (хотя, к сожалению, далеко не всегда применимый) способ определения возраста континентальных отложений заключается в непосредственном прослеживании перехода их в отложения морские. Так, например, в верхнем отделе пермской системы в Европейской части Союза имеются и морские (известняковые) отложения и континентальные. При передвижении с запада на восток—

в области Заволжья — можно видеть, как морские известняки постепенно утоняются и сменяются красноцветными континентальными отложениями, пока, наконец, не выклиниваются совсем¹. Очевидно, что красноцветные отложения здесь по возрасту эквивалентны замещаемым ими морским известнякам. В данном случае возраст отложений определен путем непосредственного наблюдения перехода одних отложений в другие, т. е. общими стратиграфическими наблюдениями.

Существенную помощь при сопоставлении морских и континентальных толщ оказывают случаи заноса остатков наземной фауны и флоры в синхроничные им морские отложения. Так, например, в мощных континентальных отложениях так называемой Гондванской формации в Индии была найдена богатая флора папоротников *Glossopteris*, *Gangamopteris*, кордаитов (*Noeggerathiopsis*) и других форм, объединенных под названием глоссоптериевой флоры. Севернее, в Гималаях, эти отложения отсутствуют; зато развиты мощные известняки с *Productus* и массой других морских форм. Резкое различие органических остатков, казалось бы, исключало сравнение свит. Но при более глубоком изучении на отдельных горизонтах известняковой толщи были обнаружены отпечатки растений, принадлежащих комплексу глоссоптериевой флоры и занесенных, очевидно, с индийской суши в располагавшееся севернее море, где отлагались известняки. Так была установлена приблизительная синхроничность морских известняковых толщ Гималаев континентальным осадкам Индийского плоскогорья. В более молодых — третичных и четвертичных — морских наземных породах также часто встречаются занесенные кости позвоночных, которые и являются звеном, связующим разрезы чисто континентальных и чисто морских свит.

Таким образом, проблема сопоставления морских и континентальных отложений, даже при отсутствии в них общих органических форм, все же в конечном счете может быть разрешена и в большинстве случаев разрешается каким-либо косвенным путем. Нужно все-таки отметить, что точность полученных при этом результатов бывает невысока и уступает точности обычных определений палеонтологическим методом. Другими словами, геохронологическая датировка наиболее надежна, когда речь идет о параллелизации разрезов внутри одного какого-либо типа осадков, чем когда сопоставляются отложения разных фациальных типов.

8. Миграция морской фауны и ее связь с характером грунта как источники ошибок при работе палеонтологическим методом

При работе в области морских отложений применение палеонтологического метода обычно не встречает затруднений, если только в наличии имеется достаточное число органических остатков и они хорошей сохранности. В некоторых случаях, однако, и здесь исследователь встречается с трудностями и может впасть в ошибки, зависящие отнюдь не от его недостаточной палеонтологической эрудиции, а от сложных соотношений между одновременно существующими фаунистическими комплексами. Некоторые из наиболее существенных и типичных случаев мы вкратце разберем здесь.

Один из наиболее частых источников осложнений заключается в миграциях морской фауны и в ее иногда сильной зависимости от характера грунта.

Ни один органический вид (или род) не появлялся сразу на всей поверхности Земли, но зарождался где-то в определенной

¹ См. главу III во II части.

части ее, откуда затем и расселялся, мигрируя на новые территории. Для захвата всего ареала распространения ему нужно было, конечно, время, в одних случаях большее, в других меньшее, почему один и тот же вид, иногда причисляемый даже к числу руководящих, встречается не только в свойственном ему горизонте, но и в соседних с ним.

Интересны с этой точки зрения, например, наблюдения С. М. Андропова (1937 г.) над нижнекаменноугольной фауной Центрального Казахстана. Оказалось, что в фауне этой смешиваются виды западноевропейские, выделенные в Англии (*Productus productus*, *Pr. sulcatus*, *Spiriferina laminosa* и др.) с видами североамериканскими (*Spirifer plenus*, *Sp. grimesi*, *Sp. incertus*, *Hustedia circularis* и др.). При этом западноевропейские виды встречаются в более низких горизонтах, чем это свойственно им, например, в Англии, североамериканские же, напротив, — в более высоких, чем это присуще им в разрезах Соединенных Штатов. Причина таких сложных соотношений заключается, очевидно, в том, что американские виды мигрировали в Казахстан с востока и пришли сюда позже, чем появились в Америке; западноевропейские же, напротив, пришли в Англию откуда-то из Азии и на этом пути миграции появились в Казахстане раньше, чем в Англии. При таком переплете разнохарактерных фаун и их миграциях установление точной синхронизации казахстанского нижнего карбона с нижним карбоном других стран, конечно, достаточно затруднительно.

Не меньше осложнений возникает иногда из-за того, что фауна, обитавшая в различных фациях одного и того же водоема, была резко различна по кругу входивших в нее форм. Прекрасный пример этого дало исследование западного склона Урала и Приуралья.

При начале работ здесь в 80—90-х годах XIX века исследователями (акад. Ф. Н. Чернышевым и акад. А. П. Карпинским) были выделены две резко различные толщи. Одна из них, известняковая, широко распространена на сводовом поднятии так называемого Уфимского плато, от р. Юрезани и в низовье р. Уфы примерно до г. Красноуфимска. В ней в изобилии встречаются брахиоподы, кораллы, мшанки, фузулины, морские лилии и другие организмы, которые по видовому составу близки к верхнекаменноугольным слоям Самарской Луки, Подмосковья, Тимана и потому были признаны за верхнекарбоновые. Восточнее, вдоль западного склона Урала, протягивается введенная под названием артинского яруса весьма мощная толща глинистых сланцев, переслаивающихся с бурыми, «перечного» цвета, песчаниками, иногда конгломератами. Фауна в ней очень скудна, обычно даже отсутствует, в некоторых же случаях обильна, но представлена главным образом гониатитами с подмесью немногочисленных и нехарактерных пелеципод. В отдельных разрезах было констатировано, что артинская толща налегает на породы C_1 и C_2 и даже C_3 . Тем самым возраст ее определялся как нижнепермский, что и было принято А. П. Карпинским.

Такая датировка возраста удерживалась до сравнительно недавнего времени — до подробных исследований Приуралья на нефть, начавшихся с 1929 г. Но затем начали обнаруживаться существенные неувязки. По мере того, как снимались новые площади, все больше становилось очевидным, что известняковые толщи Уфимского плато, ранее отнесенные Ф. Н. Чернышевым к C_3 , не подстилают артинской обломочной свиты Западного склона Урала, а переходят в нее в горизонтальном направлении, замещая ее (Д. В. Наливкин). Окончательное доказательство этого было найдено в 1932 г. С. С. Осиповым, показавшим с помощью расчисток на р. Юрезани, что один из характерных членов артинской обломочной толщи — черные битуминозные

мергели—по направлению на запад переслаиваются с типичными «верхнекарбонными» известняками Уфимского плато. Таким образом, оказалось, что возраст карбонатной толщи Уфимского плато был определен Ф. Н. Чернышевым неправильно: это осадки не C_3 , а P_1 , и они не подстилают терригенной артинской толщи, но замещают ее в горизонтальном направлении. Это заключение было целиком подтверждено многочисленными пробуренными впоследствии скважинами Ишимбаевского нефтяного месторождения, где можно шаг за шагом проследить постепенный переход от одного типа разреза к другому. Спрашивается, почему же в таком случае фауна одновозрастных пород столь различна? Причина кроется, несомненно, в резком различии физико-географической обстановки в разных частях моря. Кораллы, мшанки, фузулины и другие группы предпочитали селиться на участках моря с чистой водой и твердым грунтом, пелециподы же и аммониты были в этом отношении менее притязательны. Поэтому кораллы, мшанки и другие организмы селились в западной части моря, куда почти не доходил обломочный материал, сносимый с Урала, тогда только что формировавшегося¹. Аммониты же и пелециподы обитали восточнее, в мутной — и, может быть, несколько менее соленой — воде. В результате две синхроничные и соседние фауны оказались существенно различными. Кроме того, аммониты, как быстро эволюционировавшая ветвь, были представлены уже нижнепермскими формами, тогда как кораллы, брахиоподы, мшанки, криноидеи, водоросли (на западе) в силу медленности своего развития сохраняли еще в основном облик и состав фауны верхнего карбона. Так, особенности биологии верхнепалеозойских форм послужили причиной ошибочности первоначальных стратиграфических заключений двух крупнейших геологов, и только тщательная полевая работа, расчистки и бурение, позволившие следить за изменениями разреза шаг за шагом, обеспечили разъяснение истинной картины хронологических соотношений свит.

Еще более интересная с теоретической точки зрения ошибка была сделана при изучении неогеновых отложений юга СССР крупнейшим знатоком их Н. И. Андрусовым.

Верхнетретичные отложения юга Европейской части Союза подразделяются на два отдела: миоцен и плиоцен. Миоцен в свою очередь подразделяется дальше, причем верхними его ярусами являются сарматский и мэотический. Плиоцен же в Каспийской области делится на понтический, балаханский, акчагыльский и апшеронский ярусы.

Схема подразделений плиоцена
в Каспийской области

Плиоцен	{	4. Апшеронский ярус
	{	3. Акчагыльский "
	{	2. Балаханский "
	{	1. Понтический "
Миоцен верхний	{	2. Мэотический "
	{	1. Сарматский "

В начале 900-х годов этой схемы разделения плиоцена еще не существовало, и Н. И. Андрусов только приступал к ее разработке. Путешествуя по Закаспийской области, он встретил на Красноводском плато мергельные отложения с очень интересной фауной, которая не совпадала полностью ни с одной из известных тогда миоценово-плиоценовых фаун, но по некоторым признакам напоминала верхнемиоценовые фауны, ближе всего фауну мэотическую. С некоторыми

¹ См. главу III во II части.

колебаниями Андрусов и отнес открытые им слои к мэотису, и на его карте этого периода¹ открытые им пласты фигурируют в качестве каспийской фации мэотиса. Спустя некоторое время, однако, те же пласты были обнаружены и на кавказском побережье, причем здесь, к удивлению всех, и самого Андрусова в том числе, эти пласты оказались перекрывающими не только сармат, как того требовала схема Андрусова, но и мэотис, и понт, и континентальную балаханскую толщу. Это показало, что в прежнее возрастное определение красноводских пластов вкралась серьезная ошибка и что в действительности они относятся не к концу миоцена, а к акчагылу, т. е. к середине, если не к концу, плиоцена.

В чем заключалась причина такой ошибки? Высокий авторитет акад. Н. И. Андрусова как величайшего знатока третичных фаун, устраняет ссылки на его субъективную ошибку при определении фауны. Фауна, несомненно, была определена с той максимальной степенью точности, которая вообще была тогда в науке возможна. Корень ошибки кроется в самом методе палеонтологической стратиграфии.

Основной принцип этого метода заключается в том, что одинаковая фауна указывает на одинаковый возраст. Между тем действительные соотношения, в особенности внутри замкнутых бассейнов, часто могут быть много сложнее. В частности, в нашем случае в Каспийской области мэотическая фауна в послемiocеновое время в силу начавшегося опреснения бассейна частью вымерла, частью же, возможно, мигрировала в какой-то другой, нам ближе неизвестный бассейн, где и пережила лихое для нее время². В течение понта Каспийский бассейн был сильно опреснен. В период отложения балаханской свиты часть его даже высохла. А затем в акчагыльское время, благодаря большим опусканиям в Прикаспийской области, откуда-то с юго-востока приходит новая волна трансгрессии, которая приносит с собой вновь население более морского типа, по составу приближающееся к мэотическому. Таким образом, слои, фаунистически сходные с мэотисом, в действительности оказались отложенными много позднее. Сам по себе палеонтологический метод был не в силах вскрыть этих сложных соотношений. Он, наоборот, привел к ошибке, обнаружив слишком много элементов сходства с мэотисом. На правильный путь смогла привести только комбинация палеонтологического метода с общим стратиграфическим, т. е. нахождение таких разрезов, где изучаемая толща имела стратиграфически точно датированную подошву.

Вывод из изложенного прост. Как ни существенен для исторической геологии палеонтологический метод как база всей ее относительной геохронологии, все же он отнюдь не безупречен. С одной стороны, не все существующие в природе осадочные толщи могут быть этим методом хронологически увязаны одна с другой с требуемой степенью детальности. С другой, даже в пределах морских свит, на которых метод вырос и где он имеет наиболее широкое применение, он в некоторых случаях способствует неправильным заключениям. В конце концов, высший контроль над стратиграфическими увязками остается за непосредственным прослеживанием соотношений осадочных толщ в разрезах, там же, где последних нехватает,— в искусственных расчурфовках, расчистках и буровых скважинах. К сожалению, огромные иногда мощности пород, сложность тектонических структур, размывы и выклинивания пластов ограничивают возможности применения указанного метода.

¹ В Записках Минералогического общества, т. XIII, вып. IV, 1906.

² См. часть III, главу о неогене.

9. Неполнота палеонтологической летописи и ее значение для стратиграфии и палеофаунистики

До сих пор мы разбирали частные случаи, осложняющие применение палеонтологического метода и построение относительной геохронологии. Существует, однако, еще и одна общая особенность геологической документации, невыгодно отзывающаяся на применении этого метода. Она известна под названием **неполноты палеонтологической летописи**.

Палеонтологический метод базируется на использовании органических остатков, заключенных в породах. Чем полнее и лучше отражен в ископаемых породах синхроничный им органический мир, тем больше возможностей для стратиграфической корреляции пластов, и наоборот.

В действительности, однако, в горных породах до нас доходят остатки отнюдь не всех прежде существовавших форм и даже не большей их части, а лишь ничтожной доли, тогда как подавляющая масса остатков фауны и флоры уничтожена бесследно. Наличие пробелов в палеонтологической документации и называется **неполнотой палеонтологической летописи**.

Причины ее двояки. Во-первых, огромное количество органических форм в геологическом прошлом, как и в настоящее время, не обладало твердым скелетом, наружным или внутренним, но состояло только из мягких тканей. После смерти ткани эти быстро разрушались деятельностью бактерий, и организм исчезал бесследно. Консервировались лишь группы, обладавшие скелетом. Во-вторых, в геологической истории происходило не только формирование осадочных пород, но и неоднократное перемывание прежде отложенных осадков. Громадные массы осадочных пород разрушались, причем заключенные в них органические остатки, естественно, уничтожались (разбивались на мелкие обломки, растворялись и т. д.). Из палеонтологической летописи, первоначально хранившейся в ископаемых породах, таким образом, бесследно вырывались многие страницы. Кроме того, очень многие осадочные породы, заключающие остатки фауны и флоры, в настоящее время глубоко погружены, перекрыты более молодыми породами и нам недоступны. Тем самым из круга наблюдений геолога дополнительно изымается крупная доля палеонтологических документов.

Таким образом, геологу, занимающемуся стратиграфией, приходится реконструировать сложный ход накопления пород, пользуясь лишь весьма неполной, разрозненной палеонтологической документацией.

Стратиграфы и палеонтологи XIX и начала XX века принимали неполноту палеонтологической документации как факт, не пытались разобрататься в закономерностях захоронения органических форм и использовать эти закономерности для оценки достоверности стратиграфических заключений. В последнее время, однако, подобного рода исследования самого процесса захоронения все учащаются, а в советской литературе И. А. Ефремовым даже предложено выделить особую отрасль палеонтологии — тафономию, посвященную специально вопросам захоронения органических форм. Намечаются уже и некоторые общие закономерности этого процесса, имеющие существенное значение для понимания палеонтологического метода стратиграфии. Из них мы остановимся на двух главнейших.

Установлено, что различная физико-географическая обстановка на поверхности Земли неодинаково благоприятна для захоронения органических остатков и для сохранения их в течение дальнейшей истории

Земли. Наиболее удачно в этом отношении складываются обстоятельства в морских водоемах.

Здесь донные и планктонные организмы живут в условиях непрерывно идущего осадконакопления. Скелетные их части после смерти быстро погребаются илом (или песком) и предохраняются от последующего механического раздробления движениями воды; к тому же придонные волнения сильны лишь в мелководной прибрежной области (до 15—30—50 м), а глубже постепенно затухают, сходят на-нет. Вредно отзывается здесь на сохранении раковин лишь деятельность илоядных животных, заглатывающих вместе с илом раковины и раздробляющих их. Порою значительно вредят также процессы растворения CaCO_3 в иле под влиянием свободной CO_2 , выделяющейся в процессе диагенеза осадков за счет разложения органических веществ. Но оба эти фактора обычно ограничены в своем действии, и в целом среда морского дна есть среда, благоприятная для захоронения и фоссилизации твердых скелетных остатков организмов. Морские бассейны, кроме того, отличаются обычно крупными размерами, и если даже их отложения подвергаются впоследствии разрушению, то лишь частично, а не полностью. Сохраненные площади этих отложений позволяют познакомиться с их органическим миром и использовать его для целей стратиграфии.

Существенно иначе обстоит дело на континентах. В озерных водоемах обитает лишь ничтожная доля наземного органического мира, подавляющая же масса его живет субаэрально. При отмирании органических форм они, не будучи ничем предохранены, быстро разрушаются микроорганизмами и атмосферными агентами (дожди, ветры, O_2 воздуха); твердые скелетные части их раздробляются, частью растворяются, и очень скоро после гибели от организма, даже если он был крупным, не остается ничего. В противоположность морю, на суше подавляющая масса даже обладающих скелетом организмов не захороняется, а исчезает. Лишь те трупы, которые попадают в речное русло, имеют шансы на захоронение, но и они чаще всего сохраняются у животных в виде разрозненных костей скелетов и обломков их, а у растений — в виде обломков стволов, ветвей и обрывков листьев. Озерные, дельтовые и речные отложения являются, как правило, единственными континентальными отложениями, палеонтологически охарактеризованными; остальные генетические типы их палеонтологически немые. Неблагоприятная ситуация с палеонтологической документацией континентальных осадков осложняется тем, что озерные, дельтовые и аллювиальные отложения распространены обычно на значительно меньших площадях сравнительно с морскими и легче уничтожаются при дальнейшем развитии земной коры. Таким образом, и те немногие органические остатки, которые успевают захорониться в континентальных отложениях, в значительной мере исчезают при последующем размыве и переотложении первоначально вмещавших их пород.

Из сказанного становится ясным, что основная подавляющая масса палеонтологических документов, которыми располагает стратиграф для своих целей, относится к морским отложениям; вместе с тем остатки морской фауны обычно отличаются и наилучшей сохранностью — палеонтологически немые свиты среди морских толщ относительно редки. Палеонтологическая документация континентальных свит, напротив, очень скудна, обрывочна, исключительно неполна; здесь очень много палеонтологически совершенно немых свит; сохраненные же остатки организмов обычно весьма дефектны (обломки, обрывки). Естественно

поэтому, что стратиграфия морских свит разработана несравненно лучше, детальнее и надежнее сравнительно со стратиграфией свит континентальных. С этой особенностью современной палеонтологической стратиграфии мы неоднократно будем встречаться в дальнейшем, и ее всегда необходимо иметь в виду для правильного понимания стратиграфических корреляций.

Захоронение способных к фоссиллизации органических форм определяется, однако, не только характером среды, но зависит частично и от самих форм. Наблюдения показывают, что для сохранения органических форм в ископаемом состоянии необходима известная плотность их популяции, т. е. некоторая минимальная густота населения данной формы в данном месте. Виды, встречающиеся в незначительном количестве экземпляров на очень ограниченных ареалах, практически не имеют шансов перейти в ископаемое состояние. Захороняются лишь формы, обладающие значительной площадью обитания и представленные на этой площади большим числом экземпляров. Для разных сред этот необходимый для захоронения минимум густоты популяции и размеров ареала обитания неодинаков; для моря — он несомненно ниже, для континентальных областей — выше, но в принципе существует повсеместно. Наличие его объясняет ряд своеобразных особенностей той палеонтологической документации, какой располагает геолог. Упомянем в первую очередь о так называемых криптогенных фаунах и флорах.

Криптогенными называют фауны и флоры, которые появляются в напластованиях земной коры внезапно, не имея ясно уловимой связи с органическим миром, до того существовавшим. Наиболее часто криптогенные фауны и флоры характеризуют континентальные отложения, но встречаются и среди морских. Таковы среди наземных: флора среднего девона с ее сложным составом, гондванская флора верхнего палеозоя, флора покрытосеменных растений, южноафриканская и североамериканская фауны верхнего палеозоя и ряд других. Среди морских фаун внезапное появление характерно для фауны климений верхнего девона, большей части аммонитовой фауны мела, акчагыльской фауны Каспийского бассейна и др. Обычно для объяснения появления криптогенных фаун и флор допускают, что формы эти длительно развивались на каком-то неизвестном нам пока континенте или в неизвестном морском бассейне, а затем переселились в то место, где мы встречаем их остатки в осадочных напластованиях. Возможно, что в некоторых случаях так оно и было. Но обычно криптогенность фаун имеет иную причину. Дело в том, что первые этапы развития всех вообще органических форм характеризуются малой численностью их представителей и малым ареалом их распространения. В это именно время представители нарождающихся органических групп практически еще не имеют шансов на захоронение, и мы не находим их в породах. Возможности захоронения создаются много позже, когда группа сильно размножится и распространится и одновременно более или менее далеко уйдет в своем развитии. Следы существования этой органической группы, таким образом, появляются в осадочных породах внезапно, без подготовки, и сама группа по своей организации будет казаться чуждым элементом в предыдущем развитии органического мира — органическим комплексом, пришедшим откуда-то извне. Можно сказать поэтому, что криптогенные формы — это группы по большей части туземные, но такие, для которых относительно поздно (по сравнению с их эволюционным развитием) создалась обстановка, благоприятствующая их сохранению в осадке (захоронению).

Если учтем, что обстановка на континентальных площадях гораздо менее благоприятствует захоронению сравнительно с обстановкой морской, мы легко поймем, почему «криптогенность» столь типична именно для наземных, а не морских флор и фаун.

Закономерности захоронения, указанные выше, в новом свете представляют явление вымирания биологических групп и вообще длительность их существования в прошлом. Можно утверждать, что «момент появления» данного вида в разрезе осадочных напластований или исчезновения его из этого разреза вовсе не отвечает истинному появлению и вымиранию вида. В действительности вид (род) всегда появляется несколько раньше, а вымирает несколько позже, чем это следует из наблюдений в разрезах. Но начальный и конечный моменты развития вида (рода) характеризуются малой густотой населения и малым ареалом обитания, и потому в эти начальный и конечный моменты данная форма практически не фоссилизуется и сведения о ней до нас просто не доходят. Что дело обстоит именно так, указывают два поучительных случая. В нижнетретичное время в морях были обильно представлены фораминиферы из рода *Nummulites*. В разрезах более молодых горизонтов они перестают попадаться, и род этот, естественно, был отнесен к вымершим. Но недавно при детальном изучении микрофауны Индийского океана (Суэцкий пролив) представители *Nummulites* были обнаружены в качестве редкой примеси к современным формам. В меловую эпоху жила крупная кистеперая рыба *Latimeria* из сем. *Undinidae*. Последние представители кистеперых сем. *Undinidae* (по И. А. Ефремову) согласно данным геологической летописи считались вымершими в верхнем мелу. Однако недавно совершенно неожиданно *Latimeria* была выловлена у берегов южной Африки. Оба примера доказывают, что вымирающие группы живут в действительно много дольше, чем это можно заключить по находкам их остатков в разрезах напластований. Действительная «биологическая» продолжительность существования видов не равна зафиксированной разрезами «геологической» продолжительности. Для исторической геологии из этого факта вытекает одно важное заключение. Очевидно, характеризуя органический мир того или иного периода, мы не можем базироваться только на дошедших до нас непосредственно органических остатках. К ним всегда надобно мысленно «добавлять» некоторую сумму групп, не представленных палеонтологическими остатками, но, несомненно, тогда существовавших. Это — частью группы, находившиеся еще в начальной стадии развития, частью группы вымиравшие, но еще не вымершие окончательно¹. Формы, представленные в разрезах органическими остатками, принадлежат группам, численно обильным, не представленные, «добавочные» — численно угнетенным.

Для учения об эволюции органического мира и о связи ее с эволюцией земной коры необходимость указанных поправок чрезвычайно существенна: она показывает, что проблема смены органических форм в геологическом прошлом много сложнее, чем это мы себе обычно представляем.

10. О некоторых очередных теоретических задачах в области геохронологии

В заключение анализа общих вопросов стратиграфии коснемся некоторых особенностей современной геохронологической шкалы, кото-

¹ Не говоря уже о массе органических форм, которые вследствие отсутствия скелетов вообще не способны к захоронению.

рые существенны для правильного понимания материала исторической геологии.

Первую особенность можно характеризовать как переменность по абсолютной длительности всех ее подразделений. Основной, наиболее мелкой единицей, которой геолог измеряет геологическое время, является промежуток, отвечающий зоне. Для установления же зоны геологу достаточно постоянно выдерживающегося отличия в небольшом числе видов от выше-, и нижележащего слоев. Абсолютная длительность отрезка времени, отвечающего зоне, равна, таким образом, продолжительности существования свойственных зоне видов.

Но жизнь вида — величина крайне неопределенная и, повидимому, достаточно изменчивая. Существуют филогенетические ветви, относительно которых имеются указания на очень быструю эволюцию. Таковы трилобиты, граптолиты, аммониты, словом, все так называемые «хорошие» руководящие ископаемые. Но, с другой стороны, геологу поневоле приходится прибегать и к помощи других, не столь хороших, т. е. не столь быстро эволюционировавших групп, каковы пелециподы, брахиоподы, ежи и др. Само собой понятно, что полученные на основании изучения всех этих групп зоны не будут тождественны друг другу с точки зрения продолжительности их формирования. Единица времени, отвечающая зоне, по сути своей не может быть величиной постоянной, могущей служить мерилем времени. Но это значит, что и все остальные более крупные подразделения также не равны друг другу по своей продолжительности. «Система» палеозоя и «система» мезозоя или кайнозоя представляют собой пачки слоев, возникшие за промежутки времени неодинаковой длительности. И если мы часто забываем об этом и склонны бываем рассматривать геологические периоды как равновеликие по времени, то это не более как заблуждение, психологически вполне понятное, так как в других областях науки и в практической жизни мы привыкли измерять время строго постоянными единицами.

Указанная переменность (по длительности) всех единиц геохронологической схемы представляет наиболее оригинальную особенность ее среди аналогичных ей схем в других науках и вместе с тем такую особенность, которая не может не отражаться весьма вредно на прогрессе исторической геологии. В самом деле, задача установления историко-геологических закономерностей, а еще более задача истолкования их и синтеза историко-геологического процесса требуют для своего удовлетворительного решения не только знания последовательности геологических событий, но и представления об абсолютной длительности их. Между тем современная геохронология дает возможность определять только последовательность событий, но по сути дела не может дать никаких достоверных указаний относительно длительности их.

При этих условиях становится понятным, что современная историческая геология не удовлетворяется уже той относительной геохронологией, которую дает ей метод палеонтологический, но ищет новых путей к построению геохронологии абсолютной, т. е. такой, которая давала бы и последовательность и длительность событий. Построение такой геохронологии становится делом чрезвычайной важности и актуальности.

Геохронологическая шкала в ее современном виде имеет две стороны. Она дает в первую очередь летопись истории земной коры, т. е. хронологию ее событий в узком смысле этого слова. Но, с другой стороны, группируя зоны в ярусы, ярусы в системы, а последние — в груп-

пы, геохронологическая шкала дает тем самым некоторую периодизацию историко-геологического процесса. Рассматривая геохронологическую шкалу с этой второй точки зрения, мы должны отметить, что периодизация, указываемая ею, является чисто внешней и искусственной, не удовлетворяющей современным требованиям. История земной коры, как она интересует геолога, есть история накопления минеральных тел (пород), слагающих литосферу, и возникновения структур, в ней сейчас наблюдаемых. Выделить в историко-геологическом процессе, понимаемом таким образом, естественные этапы можно, лишь положив в основу события в структурной эволюции земной коры и в сопровождающей ее эволюции осадконакопления. Между тем существующая сейчас геохронологическая схема использует для подразделений истории Земли не эти основные процессы в развитии земной коры, а историю развития органического мира. Вообще говоря, между структурной эволюцией коры и развитием на ней жизни должна быть какая-то корреляция, т. е. какая-то хронологическая увязка. Но насколько близко они соответствуют друг другу, остается пока неясным. Точного соответствия, однако, принципиально ожидать невозможно, и потому периодизация истории Земли, даваемая геохронологической схемой, неизбежно может быть лишь внешней и искусственной периодизацией историко-геологического процесса. Отсюда, естественно, вытекает, что современная историческая геология может использовать геохронологическую схему лишь как хронологическую канву для воссоздания геологических событий прошлого. Но группировка этих событий в естественные этапы историко-геологического процесса должна быть иной сравнительно с периодизацией геохронологической шкалы. Установление такой естественной периодизации истории Земли является актуальной задачей современной исторической геологии.

Как решается вопрос о естественных тектонических этапах истории земной коры, мы разберем ниже, пока же остановимся на методах и некоторых результатах абсолютной геохронологии.

11. Понятие об абсолютной геохронологии

За последние десятилетия предложено несколько способов, которые позволяют разрешить эту задачу. Не касаясь всех их, остановимся лишь на одном, которому в будущем, несомненно, суждено сыграть большую роль, а именно, на так называемом радиоактивном методе.

Известно, что ряд элементов и среди них особенно два, относящиеся к числу наиболее тяжелых по атомному весу, — уран (U) и торий (Th), — отличаются той своеобразной особенностью, что атомы их по причинам, до сих пор неизвестным, оказываются при современных условиях неустойчивыми. У некоторой, строго определенной для каждого момента, части атомов атомное ядро как бы взрывается, выбрасывая атом гелия с двумя свободными положительными электрическими зарядами и превращаясь при этом в другое тело с меньшим атомным весом и иными химическими свойствами (U_{x_1}). Это вновь образовавшееся тело само оказывается неустойчивым и распадается далее, причем каждый атом выделяет по одному электрону и превращается в новый элемент, который по атомному весу хотя и не отличается от своего предшественника, но имеет все же резко иные химические свойства.

Цепь таких вновь образующихся и тотчас же далее распадающихся тел оказывается довольно длинной и состоит в ряду урана из 15 членов, в ряду тория из 11 членов.

Не касаясь промежуточных звеньев, отметим два стойких конечных продукта, неизменно выделяющихся при радиоактивных процессах: гелий, являющийся, как известно, стойким, химически инертным, так называемым благородным газом, и свинец, один из довольно обычных элементов в земной коре. Следует обратить внимание на то, что хотя урановый свинец (конечный продукт распада урана) химически не отличим от ториевого свинца (конечный продукт распада тория), тем не менее атомные веса их различны: 206 у первого и 208 у второго, что и дает возможность все-таки распознавать их в нужных случаях. Обычный свинец с атомным весом 207,2, как оказалось, представляет собой смесь этих двух изотопов.

Использование радиоактивных процессов для измерения геологического времени основывается на учете обоих стойких продуктов распада атомов (и гелия и свинца), и потому самая методика существует в форме так называемого гелиевого метода и метода свинцового.

Принципиальная сущность обоих методов одинакова и сводится к следующему. Экспериментально установлено, что образование гелия и свинца из атомов урана и тория идет с такой скоростью:

$$\begin{array}{r}
 \begin{array}{l}
 \nearrow 9 \times 10^{-6} \text{ см}^3 \text{ He} \\
 \text{1 грамм урана дает в год} \rightarrow 7,4 \times 10^{-9} \text{ г Pb} \\
 \nearrow 27 \times 10^{-6} \text{ см}^3 \text{ He} \\
 \text{1 грамм тория дает в год} \rightarrow 19,5 \times 10^{-9} \text{ г Pb}
 \end{array}
 \end{array}$$

Отсюда — если известно, сколько граммов урана имеется в породе и сколько в ней содержится кубических сантиметров гелия или граммов свинца, можно простым расчетом найти, сколько лет существует эта порода, или иначе — сколько лет тому назад она появилась.

Допустим, что в породе находится m граммов урана и n см³ He; тогда возраст породы (A) по гелию определится уравнением:

$$A = \frac{n}{m \cdot 9 \times 10^{-6}} \text{ лет};$$

по радио возраст будет:

$$A = \frac{n'}{m \cdot 7,4 \times 10^{-9}} \text{ лет},$$

причем n' — число граммов свинца, образовавшихся из урана.

Опыт показал, что практическое использование обоих методов (гелиевого и свинцового) наталкивается на трудности. Для гелиевого метода главное затруднение состоит в том, что гелий, как газ, относительно легко теряется из минералов, где он генерируется, и, значит, возраст породы, исчисленный по нему, занижен против истинного. Свинцовым методом правильные результаты могут быть получены лишь при условии, что анализируемая порода содержит только свинец от радиоактивного распада и не имеет иного, постороннего, свинца; необходимо, чтобы во время существования минерала он не терял образующегося свинца и не получал его извне.

При пользовании свинцовым методом первое условие является более или менее выполнимым, так как для анализа можно выбрать породы

(например, громадное большинство пегматитов), содержащие только ничтожнейшие количества Рb, которыми без большой погрешности можно пренебречь. Второе требование оказывается гораздо менее выполнимым. Опыт показал, что какие бы свежие образцы для анализов ни брались, всегда возраст, исчисленный по урановому свинцу, значительно выше возраста, определяемого по ториевому свинцу. Это обстоятельство, по мнению А. Гольмса, легче всего можно объяснить, исходя из гипотезы, что каждый минерал утратил часть ториевого свинца, что в свою очередь объясняется большей растворимостью ториевых соединений свинца сравнительно с урановыми его соединениями. Но это значит, что ториевые минералы оказываются мало пригодными для целей абсолютной геохронологии. «В общем,— пишет Гольмс¹,— ториевые минералы должны считаться сомнительными, если только не имеется достаточных оснований к принятию их свидетельства. Урановые минералы могут быть или не быть надежны, в зависимости от того, свежи они или нет, и от того, согласуются ли между собой свинцовые отношения ряда минералов из пород одного и того же возраста».

Таким образом, цифры, даваемые свинцовым методом, не являются еще совершенно бесспорными, если только они не получены массами и если они не дают хорошо согласующихся результатов. Но так как свинцовый метод является все же наиболее достоверным по сравнению с другими, то именно он принят для всех работ по абсолютной геохронологии, основанных на радиоактивных процессах.

Нижеприводимая таблица, заимствованная из книги Гольмса «Возраст Земли», дает краткую сводку данных, полученных благодаря применению свинцового метода.

Абсолютный возраст некоторых минералов, определенный свинцовым методом

№ п/п.	Минералы и их геологический возраст	Отношения по свинцу	Вычисленный возраст в 10 ⁶
А. Кайнозой			
1	Браннерит, Айдахо, США (верхний олигоцен)	0,005	35
2	Урановая смоляная руда, округ Джиллин, Колорадо, США (верхний мел или нижний эоцен)	0,008	60
Б. Палеозой			
3	Урановая смоляная руда, Иоакимсталь (пермокарбон)	0,028	205
4	Урановая смоляная руда, Корнуэлс (ка-бон-пермь)	Около 0,03	Около 220
5	Уранитит, Северная Каролина, США (верхний палеозой)	0,033	240
6	Алланит, гора Блubberри, на востоке США (верхний палеозой)	Менее 0,043	Менее 300
7	Уранититы, Гластенберри, Коннектикут, США (от девона до перми)	0,039	290
8	Различные минералы, Бревиг, южная Норвегия (средний девон?)	0,04	300
9	Уранититы, Браншвилль, Коннектикут, США (от нижнего силура до перми, вероятно, девон)	0,052	375
10	Корацит, озеро Верхнее (возраст неизвестен)	0,062	440

¹ Возраст Земли. 1930.

№ п/п.	Минералы и их геологический возраст	Отношения по свинцу	Вычисленный возраст в 10 ⁶
В. Верхний (?) докембрий			
11	Урановая смоляная руда, Катанга (додевонский возраст)	0,081	557
12	Торианиты, Цейлон	0,033	585
13	Поликраз, Бразилия	0,084	590
14	Уранитит, Морогоро, территория Танганьики	0,091	640
Средний докембрий			
15	Бреггетиты, Мосо, южная Норвегия	От 0,125 До 0,135	} 900
16	Клевейт и др., Арендаль, южная Норвегия	От 0,15 До 0,165	
17	Урановая смоляная руда, Сингар, Индия	0,13	900
18	Монацит, Норманвиль, Южная Австралия	0,12	840
19	Радиоактивная руда, Олари, Южная Австралия	Около 0,14	Около 960
20	Уранититы, Онтарио, Канада	0,15	1020
21	Самарскит, округ Дуглас, Колорадо, США	0,15	1020
22	Уранититы, округ Льяно, Техас, США	0,16	1080
Е. Нижний докембрий			
23	Мэкинтошит и др., Воджина, Западная Австралия	0,187	1260
24	Пегматитовые жилы беломорского побережья Кольского полуострова	—	1000

Для правильной оценки этой таблицы, помимо изложенного выше, необходимо учитывать и еще одно принципиально чрезвычайно важное обстоятельство. Рабочая методика в области абсолютной геохронологии, основанной на радиоактивных процессах, базируется целиком на одном молчаливо принимаемом допущении, что скорость радиоактивного распада атомов урана за все время существования Земли остается постоянной. Однако справедливо ли это допущение? Многие физики и физико-химики признают его бесспорно справедливым. «С достоверностью установлено,—говорит Рэлей,—что никакие изменения температуры или давления, достигаемые в лабораторных условиях, не могут вызвать ощутимых изменений скорости распада, а подобных испытаний сделано столько, что представляется невероятным, чтобы какие бы то ни было давления и температуры, встречающиеся в поверхностных частях Земли, могли иметь такой эффект... Распад урана есть, повидимому, такой процесс, относительно которого мы смело можем сказать, что скорость его была в прошлом такой же, какой мы ее ныне наблюдаем»¹.

В таком же духе высказываются и другие исследователи (И. Е. Старик, В. Г. Хлопин и др.). Таким образом, теоретическую базу радиоактивного метода следует признать, повидимому, достаточно прочной, и задача теперь состоит в том, чтобы накапливать все новые цифры и получить оценки абсолютной длительности не только для периодов и эр, как это есть сейчас, но и для более мелких подразделений. Только тогда абсолютная геохронология может стать рабочим методом в исторической геологии. Пока это еще впереди.

В заключение приводим оценки абсолютной длительности эр и периодов, данные в разные годы Шухертом, Барделом и Гольмсом, и нужные нам для дальнейшего изложения истории Земли.

¹ Цитировано по Гольмсу.

Длительность геологических периодов

Эры и периоды	По Баррелу (1917 г.), в млн. лет	По Шухерту и Лэнбару (1933 г.), в млн. лет	По Гольмсу (1937 г.), в млн. лет
Четвертичный	1	1	1
Третичный (в целом)	54	60	62
Плиоцен	6	25	—
Миоцен	12		
Олигоцен	16	35	—
Эоцен	20		
Кайнозойская эра (в целом)	55	61	63
Меловой	65	60	43
Юрский	35	40	45
Триасовый	35	29	36
Мезозойская эра (в целом)	135	129	124
Пермский	25	40	38
Каменноугольный	85	75	52
Девонский	50	85	36
Силурийский	130	85	50
Кембрийский	70	90	88
Палеозойская эра (в целом)	360	375	293
Историческая часть прошлого Земли в целом	550	565	485

ОСНОВЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Определение возраста тех или иных слоев неизбежно влечет за собой вопрос о физико-географической обстановке, в которой они отложились. Какие из этих пород образовались на древних континентах? Какие возникли в древних морских водоемах? Что представляли собой эти древние континенты и моря по очертаниям, рельефу (или глубинам), по климату и гидрохимическим особенностям? Разбор этих и ряда других, более второстепенных, проблем составляет содержание фациального анализа осадочных пород, являющегося в настоящее время одним из основных методов историко-геологического исследования.

При ознакомлении с методикой фациального анализа нас будут интересовать два вопроса. Во-первых, на основании каких принципов мы можем вообще подойти к реконструкции физико-географической обстановки минувших эпох? Во-вторых, какими признаками в породах, фауне и флоре руководствоваться при анализе отдельных конкретных случаев, частных типов древней физико-географической среды? Обсуждение этих вопросов и составит содержание III и IV глав.

1. О принципе актуализма как основе фациального анализа

Знакомясь с работами, где дается фациальный анализ ископаемых пород, нетрудно убедиться, что исследователи всегда открыто или молчаливо исходят из сравнения древних осадков и фаун с современными. На основании сходства или различия их делаются те или иные выводы о физико-географических условиях образования ископаемых пород. Таким образом, в основе фациального анализа лежит принцип сравнения древних осадков с современными и заключение по аналогии или по антиномии (противоположности). Этот принцип получил название принципа актуализма или онтологического метода.

Первые попытки применения этого метода относятся к очень давним временам. Еще в XVI столетии Леонардо да Винчи (1452—1519 гг.), найдя в третичных отложениях Апеннин многочисленные раковины, сходные с современными морскими ракушками, совершенно правильно заключил на основании этого сходства, что в древности на месте Апеннин было море. Этот вывод, чрезвычайно важный для последующего развития геологических представлений, был получен в результате применения принципа актуализма, в данном случае — применения стихийного, неосознанного в своей истинной сущности. После Леонардо

да Винчи многие ученые в Германии, Франции, Англии (Демаре, Геттон, Фюксель, Леман) также пользовались сравнением с современностью для расшифровки генезиса тех или иных пород (угля, мрамора) или целых свит (вулканогенные образования). Но все это были отдельные, стихийные попытки применения принципа актуализма, без отчетливого сознания и формулирования самого принципа как метода работы. Только в 1830—1833 гг. Ляйель в «Основах геологии» возвел изучение современных геологических процессов и их результатов (осадков) в ранг метода, пользуясь которым только и можно научно, т. е. достоверно, познавать физико-географическую обстановку и процессы прошлого. С той поры использование в той или иной степени, по личному наблюдению или по литературным данным, современного осадконакопления как «наводящего» материала для палеогеографии стало обычным во всех крупных стратиграфических работах как за границей, так, особенно, у нас. Наиболее удачно и убедительно применяли этот метод: в Америке Дж. Баррел, в Германии И. Вальтер, лично изучавший осадконакопление в пустынных территориях, у нас Н. И. Андрусов, давший классический фациальный анализ миоцена Крымско-Кавказской зоны, и А. Д. Архангельский, которому принадлежит современная интерпретация палеогеографии и условий накопления пород Европейской части СССР. Оба названных русских геолога лично изучали современные морские отложения и, в частности, осадки Черного моря, давшие чрезвычайно много для познания осадкообразования вообще. Работы А. Д. Архангельского привели к обособлению фациального анализа в специальную область историко-геологического исследования.

По мере расширения и углубления фациального анализа древних толщ и изучения современного осадконакопления стал накапливаться материал, который по новому осветил принцип самого метода — принцип актуализма. Оказалось, что хотя современные осадки и напоминают ископаемые породы, но это сходство только в общих чертах, а отнюдь не тождество. Древнюю седиментацию нельзя целиком уложить в рамки современной. У нее есть отличия, и чем древнее эпохи истории Земли, к которым мы обращаемся, тем более существенными становятся эти отличия. В сущности, этого и следовало ожидать, ибо и тектоника земной коры, и организмы, обитавшие на поверхности земной коры, и сама гидрохимия океанических водоемов в ходе времен претерпевали изменения, эволюционировали. Естественно, что и осадки, — эти окаменелые документы исчезнувшей физико-географической обстановки, — также эволюционировали по своим химическим (микрхимическим) особенностям, структуре, текстуре, большему или меньшему развитию одних типов среди других и т. д. Эту эволюцию осадконакопления в истории Земли мы и должны все время иметь в виду, если не желаем при сопоставлении древних пород с современными впасть в грубый механицизм и получить упрощенные и потому неверные заключения.

Таким образом, современному исследователю в области фациального анализа приходится отказаться от простого «механического» сравнения древних осадков с современными и от простых заключений по аналогии. Он вынужден усложнить свою работу выяснением специфических особенностей древнего осадкообразования и, только учитывая эти особенности, использовать современную седиментацию для реконструкции некогда бывшей на поверхности Земли физико-географической обстановки. Иными словами, в современном фациальном анализе принцип актуализма, продолжая оставаться главной теоретической базой метода, дополняется принципом эволюции фаций в истории Земли. При

изучении эпох, близких к современности (например, кайнозоя и даже мезозоя), поправки на эволюцию фаций обычно незначительны, но для палеозоя уже существенны, а при исследовании докембрия без учета эволюции фаций вообще, повидимому, ничего сделать нельзя, в чем мы убедимся ниже (глава VII).

Так как, однако, установление своеобразия древней седиментации и древней физико-географической обстановки возможно лишь путем их сопоставления с современными осадками и современной обстановкой, то даже при введении в фациальный анализ нового принципа эволюции фаций детальное и углубленное изучение современного осадконакопления сохраняет для исторической геологии всю свою силу.

В дальнейшем при выяснении признаков той или иной физико-географической обстановки прошлого мы будем базироваться прежде всего на изучении современных фаций, указывая одновременно на возможные отклонения от них в прошлом. Так как подавляющая масса ископаемых пород принадлежит морским осадкам, то, естественно, реконструкция ископаемых морей представляет основную задачу исторической геологии.

2. Гидрологический режим современных нормальных морей и механизм опреснения и осолонения внутриконтинентальных бассейнов

Современные морские водоемы не однородны по своему гидрологическому режиму, фауне и осадкам, но распадаются на три группы: нормальные моря, водоемы осолоняющиеся и водоемы опресняющиеся. В высшей степени вероятно, что те же типы водоемов существовали и в прошлом. Поэтому фациальный анализ морских толщ целесообразно начать с разбора признаков современного нормального моря и механизма, вызывающего опреснение и осолонение морских водоемов.

Современные океаны и широко сообщающиеся с ними нормальные моря характеризуются прежде всего постоянной соленостью и постоянным ионным составом солей как на поверхности воды, так и в ее глубоких горизонтах вплоть до дна. Соленость эта равна 3,5% с отклонением не свыше $\pm 0,2\%$, в составе же солей резко преобладают хлориды, составляющие 87% (NaCl, KCl, MgCl₂); за ними следуют сульфаты (CaSO₄, MgSO₄) и на последнем месте — карбонаты (CaCO₃). Такая изумительная нивелировка солености и ионного состава солей объясняется непрерывной циркуляцией океанической воды, вызывающей их перемешивание. В полярных широтах (на севере и юге) холодная морская вода опускается вниз и по дну течет к экватору; в экваториальных же широтах ветры сгоняют воду в противоположном направлении, и холодное полярное течение превращается в восходящее, полярные воды становятся поверхностными и текут обратно к полюсу. Северный и южный циклы замыкаются, и вода, таким образом, непрерывно перемешивается.

Другую характерную черту нормального моря составляет обилие в его воде растворенного кислорода, как на поверхности, так и у дна, и отсутствие вредных для дыхания животных H₂S и NH₃ при очень незначительном содержании CO₂. Такой режим также является следствием оживленной циркуляции морских вод. Кислород «запасается» в воде в поверхностной 50-метровой пленке, частью за счет поглощения из атмосферы (мало), частью же за счет фотосинтетической деятельности растительных организмов (главным образом). Вместе с охлажденной водой он опускается на дно, где и поддерживает условия окислительной, кислородной среды. При этом содержание его, конечно, постепенно убывает (расходясь на дыхание животных), почему на участках подъема

донной океанической воды на глубинах от 300 до 700 м в средних и низких широтах наблюдается обычно значительное недосыщение воды кислородом (рис. 7).

Существенно иначе выглядит гидрологический режим у опресняющихся морских водоемов.

Все современные опресняющиеся бассейны — Балтийское, Белое, Черное, Азовское моря — представляют собой участки океана, глубоко вдающиеся в континент и сообщаемые с главной массой океанических вод при помощи узкого пролива (так называемые внутренние моря). При этом опреснение свойственно лишь тем внутренним морям, которые находятся в условиях влажного климата, либо служат резервуаром, куда дренируются воды с громадных гумидных зон. В условиях избыточного увлажнения, свойственного гумидным поясам, на площадь внутреннего моря поступает воды значительно больше, чем испаряется. Этот избыток повышает уровень внутреннего моря сравнительно с океаном, и через горловину моря из него устремляется поток воды наружу, в океан (рис. 8). Так как с этим потоком неизбежно уносится часть солей, то, естественно, длительное существование выно-

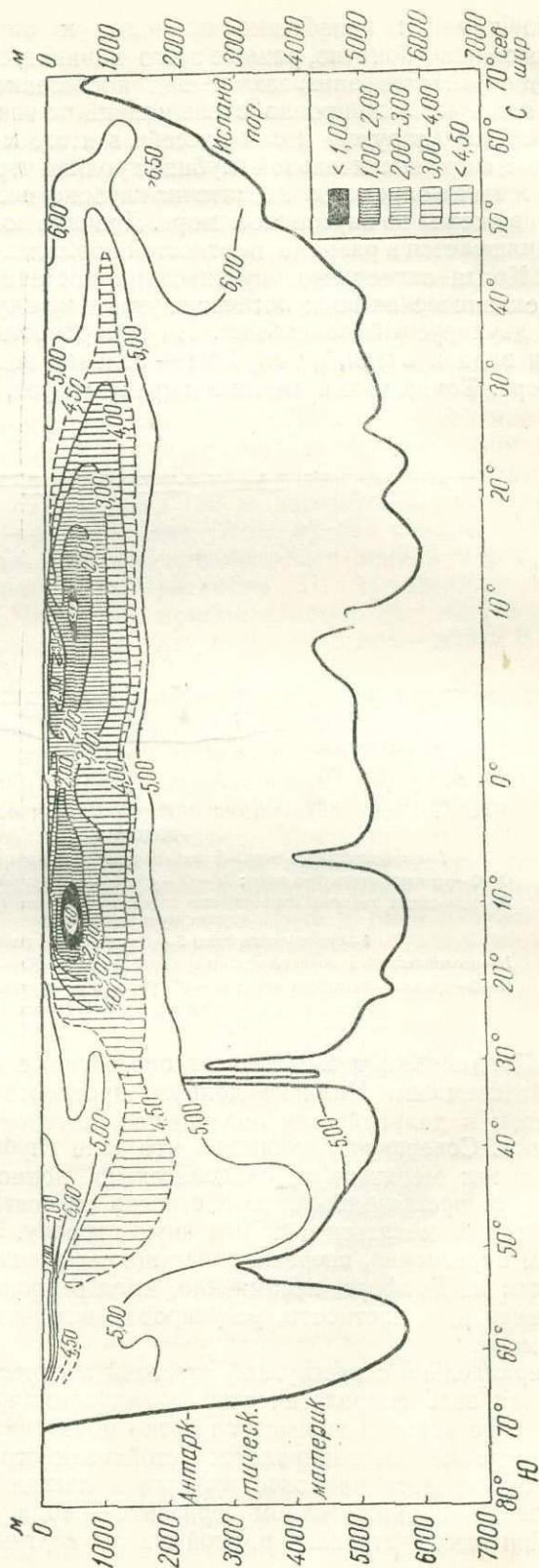


Рис. 7. Распределение кислорода в восточной половине Атлантического океана (по Ваттенбергу). Содержание O_2 дано в $см^3$ на $л$ воды

сящего течения неизбежно приводит к опреснению водоема. Само опреснение, конечно, раньше всего начинается в поверхностных слоях, а затем опускается вниз, захватывая постепенно все более глубокие горизонты водоема. Если пролив очень мелкий, то ток воды будет все время односторонним (наружу) и сам бассейн в итоге может опресниться весьма сильно. Но при значительной глубине пролива через некоторое время, когда опреснение опустится достаточно глубоко, возникает донное противотечение из океана во внутреннее море. Причина возникновения противотечения заключается в разнице плотностей нормальной морской и опресненной воды. Когда опреснение опустится на достаточную глубину, более соленая океаническая вода потечет внутрь и между морем и океаном установится двухрусный водообмен. По поверхности пролива стекает опресненная вода в океан, на глубине — соленая вода из океана во внутреннее море. Точно такая система характеризует, например, проливы Бос-

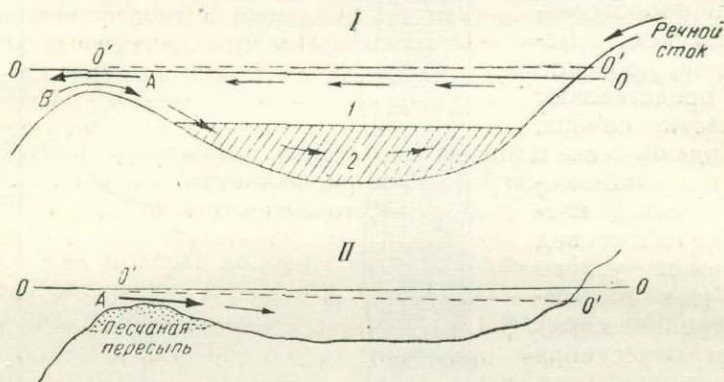


Рис. 8. Схема образования опресненного и осолоненного морского водоема

I—опресняющийся морской водоем гумидной зоны (тип Черного моря)

O—*O*—уровень открытого моря; *O'*—*O'*—уровень во внутриконтинентальном водоеме;
A—выносящее течение, опресняющее водоем; *B*—донное течение из открытого моря (существует не всегда)

1—опресненная зона; 2—область более соленой воды

II—осолоняющийся морской водоем аридной зоны (тип Кара-Богаз-гола, Сиваша и др.)

O—*O*—уровень открытого моря; *O'*—*O'*—уровень во внутриконтинентальном водоеме;
A—течение из открытого моря, осолоняющее водоем

фор и Дарданеллы, т. е. связывает опресненные Мраморное и Черное моря со Средиземным. Наличие донного противотечения является, конечно, тормазом к дальнейшему опреснению, которое может и вовсе приостановиться. Совершенно очевидно, что если глубина пролива будет время от времени меняться и, следовательно, донное течение то устанавливаться, то прекращаться, то и степень опресненности внутреннего моря будет также меняться в ту или иную сторону. Этот любопытнейший механизм опреснения, впервые блестяще выясненный адмиралом С. О. Макаровым на Босфоре, несомненно, имел в прошлом широчайшее распространение и, в частности, регулировал всю четвертичную историю Черного моря.

Параллельно с разгрузкой от солей в опресняющемся водоеме резко меняется весь гидрологический и гидрохимический режим, как только опреснение верхних горизонтов четко обозначится.

В водоеме устанавливается устойчивая стратификация воды: наверху располагается наиболее пресная и легкая вода, внизу — соленая и тяжелая, в промежуточном горизонте — вода с переходными свойствами. При таком строении водной массы вертикальная циркуляция воды

резко ослабляется, ибо при зимнем охлаждении опресненная и недостаточно тяжелая верхняя вода не может обычно доходить до дна. Придонная зона, долго не получая свежей воды, насыщенной кислородом, постепенно лишается его и становится средой анаэробной. В ней начинается восстановление (редукция) сульфатов десульфатирующими бактериями и образование H_2S , в большей или меньшей степени накапливающегося в придонной воде. Нормальный газовый режим сменяется аномальным с двухъярусным строением: кислородной зоной наверху и бескислородной внизу.

С наибольшей отчетливостью такого рода соотношения проявляются в современном Черном море. В этом типичном опресненном глубоководном бассейне верхние 50 м слагаются водой с соленостью 1,8%, ниже соленость возрастает, доходя у дна до 2,4%. Вследствие такого, сложного расположения воды вертикальная циркуляция в открытых частях моря может идти лишь немногим ниже 150 м. Вся нижележащая масса воды находится в состоянии покоя и связана с верхним слоем только через посредство медленно протекающих конвекционных токов. В результате вода, начиная от глубины 150 м, заражена H_2S и в весьма значительной степени: например у дна (2000 м) она содержит от 6 до 6,5 см³ H_2S на литр воды. Эта восстановительная зона в Черном море

охватывает, по расчетам П. Т. Данильченко и Н. И. Чигирина, приблизительно 85—90% всей массы воды, тогда как окислительная— всего 10—15% (рис. 9).

Хорошо выражено то же явление в норвежских фиордах, где имеются глубокие рытвины с соленой водой, прикрытой слоем опресненной воды меньшего удельного веса. В Азовском море, наоборот, заражение сероводородом, хотя и встречается, но развито гораздо слабее. Так как море это крайне мелководное, то при сильном ветре все слои перемешиваются и вся толща воды обильно снабжается кислородом. Поэтому и образование сколько-нибудь устойчивого придонного сероводородного

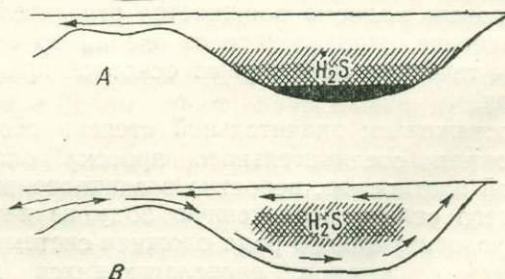
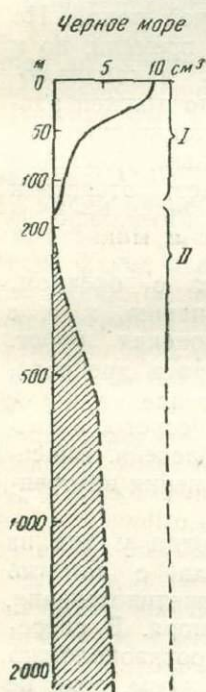


Рис. 9. Схема сероводородного заражения в Черном море и в норвежских фиордах

I—кислородная зона; II—сероводородная зона

A, B—типы газового режима норвежских фиордов: A—в случае наличия только выносящего течения; B—при двустороннем токе воды

слоя невозможно. Но при тихой погоде и фактическом более или менее полном прекращении вертикальной циркуляции (особенно в июле и августе) в придонном слое воды, лежащей на расстоянии от 0,5 до 1,0 м от дна, количество кислорода может понижаться иногда до незначитель-

ных долей куб. сантиметра на литр или даже до полного отсутствия этого газа. В Мариупольской бухте летом часто образуется настоящий сероводородный слой. Аналогичное явление наблюдается и в Балтийском море, в западинах его дна.

Из сказанного видно, что развитие в большей или меньшей степени сероводородного заражения в придонной части опресняющихся внутренних морей представляет, повидимому, явление, неизбежно сопутствующее самому процессу опреснения. Но степень его выраженности стоит в зависимости не только от величины поверхностного опреснения водоема, но и от глубины и характера рельефа. Бассейны глубокие, особенно с дном, имеющим вид ям с застойной водой, особенно приспособлены к возникновению H_2S у дна и вообще к аномальному газовому режиму, и последний возникает в них даже при ничтожном поверхностном опреснении. Бассейны мелководные с плоским дном, легко перемешиваемые волнением, не испытывают сероводородного заражения даже при большом опреснении или развивают H_2S лишь в слабой степени и как периодическое, а не постоянное явление.

Опреснение внутреннего морского водоема со всеми сопутствующими ему особенностями возможно, повидимому, не только при помощи описанного выше выносящего течения, но и в случае изоляции бассейна от океана, путем простого разбавления его воды атмосферной водой. Но опреснение таким путем потребует не только большего времени, но и наличия крупной котловины, которая могла бы вместить накапливающуюся массу пресной воды. Замкнутый водоем неизбежно должен разрастаться по площади и глубине (трансгрессия без тектонических погружений), и заражение H_2S здесь должно быть неизбежным. Хорошего примера подобного рода бассейна в настоящее время нет; отчасти к нему приближается небольшое (всего 1 км^2) озеро Могильное на острове Кильдине.

Осолонение внутренних морских водоемов, связанных с океаном, происходит в условиях, прямо противоположных опреснению, т. е. в обстановке климата аридного. Механизм самого осолонения прост. Вследствие скудости метеорных осадков на площади моря и дренируемой им территории годичное испарение превышает поступление вод с суши. Уровень водоема понижается относительно океанического, и возникает течение, направленное из океана во внутренний бассейн. Вносимые этим течением соли служат основной причиной осолонения внутреннего моря.

С достижением значительной степени осолонения, когда у дна на обоих концах соединительного протока окажется вода с заметно различной плотностью, вероятно возникновение донного противотечения, выносящего сильно осолоненную воду из внутреннего моря. В современных условиях такого рода сложная система из двух противоположно направленных потоков, располагающихся друг над другом, пока не констатирована, но принципиально не исключена, и могла иметь место в прошлом.

На газовом режиме водоема его осолонение сказывается, повидимому, в том же направлении, как и при опреснении. Испарение воды происходит, конечно, лишь с поверхности. Сконцентрированный здесь рассол в силу своей высокой температуры может долгое время удерживаться наверху, но при ночном (и особенно зимнем) охлаждении он погружается, и, таким образом, у дна постепенно скопляются массы тяжелой воды. Возникает стратификация, аналогичная той, какая свойственна бассейнам опресненным, и, следовательно, дефицит O_2 у дна и появление H_2S . Последнее осуществляется еще и потому, что при прогрессирую-

щем осолонении на некотором интервале (от 5 до 10° Вè) деятельность десульфатизаторов, по А. Д. Пельш и Л. Исаченко, активизируется и поступление H_2S в придонную воду возрастает. Интересно в связи с этим отметить, что в придонной воде Кара-Богаз-гола при исследовании его в 1897 г. действительно был обнаружен сероводород. Все же в силу обычной мелководности осолоняющихся водоемов и волнового перемешивания воды сероводородное заражение представляет здесь, повидимому, более редкое и слабо выраженное явление.

Обратимся теперь к составу органического мира и к осадкам нормального моря, а также внутренних «аномальных» морей, и посмотрим, чем они характеризуются, — в частности, какие изменения во флоре, фауне и осадках происходят при осолонении и при опреснении.

3. Органический мир и осадки нормального моря и морей опресняющихся и осолоняющихся

Характерной чертой нормальных морей является изумительное качественное разнообразие органического мира и заселенность всех областей моря не только микроорганизмами, но и представителями высокоорганизованных групп.

Действительно, на крупных площадях моря, охватывающих все типы его осадков, можно найти всех представителей беспозвоночных, начиная от фораминифер и радиолярий до иглокожих, членистоногих и моллюсков, причем каждый тип представлен обычно всеми или почти всеми своими классами и отрядами. О замечательном качественном разнообразии фауны и флоры нормальных морей говорит, например, тот факт, что в Средиземном море живут 1234 вида одних моллюсков, 512 видов ракообразных, 260 видов мшанок, всего же несколько тысяч видов фауны и свыше 400 видов только высших водорослей. Столь же богата фауна и других теплых морей: Мексиканского залива, Багамской банки, шельфа восточной Австралии и т. д. Глубина различных участков моря, температура воды и характер грунта обычно резко влияют на видовой состав животных и растений. Самая обильная и разнообразная фауна свойственна субтропикам и тропикам, где она и наиболее рослая и толстостворчатая. С удалением к северу некоторые группы, как, например, теплолюбивые кораллы, ряд фораминифер, моллюсков и т. д., исчезают; точно так же и при углублении свыше 200—300 м фауна становится беднее и малорослее. Но даже эти относительно малонаселенные районы моря в целом дают качественно достаточно разнообразное население.

Что касается осадков нормального моря, то они характеризуются богатством минеральных новообразований, т. е. минералов, возникших в самом море в результате чисто химических и биохимических процессов. В осадках современных морей констатированы: кальцит в громадном количестве и повсеместно, доломит в виде ничтожной примеси и отдельными кристаллами и конкрециями, окислы железа и марганца, кремнезем, силикаты железа (глауконит), фосфориты, сернистое железо, баритовые и целестиновые конкреции; чрезвычайно вероятно нахождение сидерита. Нетрудно подметить одну своеобразную черту этого перечня минералов: в нормальном море садятся (и входят в состав отложений) лишь наиболее трудно растворимые в воде окислы, карбонаты, сульфиды и другие соли. Соединения более растворимые — $MgCO_3$, $CaSO_4$, $NaCl$ и другие — в море не осаждаются.

Существенно иная картина наблюдается в морях с уклоняющейся от нормы соленостью.

В нижеприводимых таблицах собраны данные относительно фауны и флоры в морях Мраморном, Черном и в Босфорском проливе и сопоставлены с соответствующими данными по Средиземному морю.

Число видов фауны в Средиземном, Мраморном и Черном морях
(по С. А. Зернову)

Бассейн	Соленость в ‰	Кишечно- полостные	Ресничные и круглые черви	Многоще- тинковые черви	Рако- образные	Моллюски	Сболоч- ники	Рыбы	Мшанки	Всего
Средиземное море	3,8	137	137	424	512	1239	116	524	260	3355
Адриатич. море	3,7	87	54	184	301	583	95	311	149	1764
Мраморное море	2,5	12	?	73	63	304	26	?	62	540
Босфор	2,1	12	?	36	86	223	?	?	32	839
Черное море . .	1,8	19	31	24	132	105	6	86	12	415

Число родов и видов трех групп высших водорослей
в Средиземном, Черном и Азовском морях

Группа водорослей	Средиземное море — Неаполитанский залив (по Функу)		Черное море (по Воронишину и Зинойей)		Азовское море с Керченским пр. (по Волкозу)	
	род	вид	род	вид	род	вид
Зеленые водоросли . . .	27	63	23	54	5	12
Бурые водоросли	56	93	41	64	3	3*
Багрянки	126	267	43	103	8	11
Общее число	209	423	107	221	16	26

* Только в Керченском проливе.

Из таблиц видно, что по мере опреснения водоемов флора и фауна качественно резко беднеют, становятся однообразнее по сравнению с органическим миром нормального моря. Так, в Черном море фауна по количеству видов в восьми главнейших группах составляет всего 12% от фауны Средиземного моря. При этом особенно важно, что некоторые группы животных, широко и богато представленные в нормальных морях, в Черноморском бассейне частью совершенно отсутствуют (например, морские звезды, морские лилии, головоногие моллюски, плеченогие), частью представлены очень слабо (например, офиуры, голотурии) (С. А. Зернов). Во флоре Черного моря число родов водорослей почти в 9 раз, а в Средиземном море в 17,4 раза больше, чем в Азовском; число видов в Черном в 10, в Средиземном в 19,2 раза больше, чем в Азовском. Некоторые группы водорослей в Азовском море исчезают вообще, как, например, бурые водоросли, удерживающиеся только в Керченском проливе. «Еще более,— пишет Н. М. Книпович¹,— выражена бедность флоры в наиболее опресненной ча-

¹ «Гидрология морей и солоноватоводных водоемов» 1938.

сти Азовского моря, т. е. в Таганрогском заливе: последние красные водоросли (багрянки), а именно, один вид (*Ceramium rubrum* в сильно измененном виде), встречаются у Белосарайской косы (у входа в залив), а далее на восток вся флора высших водорослей указанных групп сводится к немногим видам зеленых»,

Аналогичная картина наблюдается и в других водоемах, например, в Балтийском море, в направлении от наиболее соленого Каттегата к опресненному Ботническому заливу.

Состав фауны Балтийского моря на разных его участках
(по К. Брандту)

Районы	Асци- дии	Пелеци- поды	Передне- жабер- ные моллюски	Десяти- ногие ракооб- разные	Амфи- поды
Каттегат	20	88	85	55	113
Кильская бухта	5	23	17	9	18
Бассейн Балтийского моря	0	6	3	2	11
Ботнический залив	0	4	1	0	5

Одновременно с общим качественным обеднением фауны и флоры в опресняющихся бассейнах наблюдаются характерные изменения в самом облике сохраняющихся еще форм. «Чаще всего,— по словам Книповича,— мы можем наблюдать в природе измельчание под влиянием понижения солености у настоящих морских форм, приспособляющихся к жизни в солоноватой воде. Хорошим примером может служить измельчание моллюсков мидии (*Mytilus edulis*) и съедобных сердцевидок (*Cardium edule*) от западной части Балтийского моря к заливам Финскому и Ботническому. Мидии, достигающие в западной части Балтийского моря (в Кильской бухте) длины 110 мм, имеют в средней части моря наибольшую длину 50 мм, в Финском заливе — 27 мм, в Ботническом заливе — 21 мм; длина сердцевидки у Киля — 44 мм, в Ботническом заливе — лишь 18 мм. То же наблюдается и в других группах животных: так, медуза аврелия (*Aurelia aurita*), диск которой имеет в открытом море диаметр от 10 до 40 см, достигает диаметра в 6 см». Известковые раковины при этом обычно резко утоняются, и вообще внешний облик приспособляющихся к опреснению форм сильно изменяется. Виды теряют свой устойчивый габитус, дают много подвидов, местных морф и т. д.

Что касается количественного развития фауны и флоры в опресняемых водоемах, то органическое население их не только не обнаруживает обеднения, но часто характеризуется, напротив, бурным расцветом. Те формы, которые в солоноватых водах находят для себя благоприятные условия, сильно размножаются, тем более, что они имеют меньшее количество конкурентов и дают массовые скопления на дне. Прекрасным примером может служить огромное количество *Cardium edule* в Азовском море.

Весьма характерно и резко сказывается на фауне опресняющихся водоемов сероводородное заражение, когда оно достаточно выражено. Наиболее ярким примером в этом отношении является современное Черное море. В этом водоеме на глубинах свыше 150 м, т. е. ниже линии жизни, донная фауна и флора отсутствуют, что и естественно, ибо H_2S представляет собой ядовитый газ. Все же глубоководные черно-

морские илы не совсем немые. Н. И. Андрусов, впервые изучавший их, указал, что «почти во всех без исключения образцах глубинного ила, взятых лотом, мы находим скелеты различных диатомовых, принадлежащих отчасти к береговым, отчасти к пелагическим формам. На небольших глубинах можно встретить иногда обломки крупных растений, перенесенных с берега. Так, на станции 29 «Донца» с глубины 228,4 м найдены ветки растений, а в драге VIII «Черноморца» с глубины 707,7 м было много обрывков растений. Отсюда можно заключить, что более мелкий растительный детритус переносится и на большие глубины. Интересную черту черноморского ила составляет нахождение почти во всех пробах пыльцы хвойных. Из животных остатков были обнаружены радиолярии (*Dictyocha* и *Megocoena*), очень мелкие формы *Entosalenia*, *Textularia*, *Rotalia*, *Lagena*, иглы губок, пластинки синапт, челюсти сагитт. Эмбриональные раковинки двустворчатых весьма обыкновенны в иле глубин, тогда как эмбриональные формы гастропод попадают гораздо реже. Мелкие косточки рыб встречаются довольно часто, особенно же много их было в иле, извлеченном драгою VIII «Черноморца» с глубины 708 м». В образцах позднейших сборов были обнаружены нередко цельные, хорошо сохранившиеся скелеты рыб, а также скорлупки остракод и даже насекомых.

Из приведенного перечня видно, что глубоководные черноморские илы, вообще говоря, отнюдь не безжизненны, но все их органические остатки принадлежат либо планктону и нектону, либо даже наземным формам, явно занесенным с берега; попадаетея микробентос из мелководной зоны, занесенный течениями на глубины. Но макробентос полностью отсутствует, и это, по видимому, руководящий признак для констатации в ископаемом состоянии условий сероводородного заражения водоема. Там, где мелководные осадки с явно аномальным комплексом донных форм, указывающим на опреснение, переходят в толщи глинисто-известковых пород, лишенных донной фауны, имеются все данные говорить о древнем сероводородном водоеме.

В бассейнах типа Азовского моря, где сероводородное заражение очень слабо и бывает лишь временным, донная фауна присутствует повсеместно, но только резко обеднена в областях появления H_2S . Оказывается, что некоторые животные вырабатывают способность существовать даже в таких неблагоприятных условиях. Из животных, образующих биоценозы¹ Черного моря, моллюски *Syndesmya ovata* и три вида кольчатых червей выдерживали более или менее полное отсутствие кислорода до 7 суток и содержание H_2S в количестве от 0 до 6,1—8,2 см³ в течение 3—6 суток, а немуртины выдерживали отсутствие кислорода свыше 10 суток и присутствие H_2S свыше 5 суток (по Н. М. Книповичу). Из животных, принадлежащих к биоценозу ракушечника, значительной, хотя и меньшей, устойчивостью обладают некоторые неподвижные (устрицы) или малоподвижные (например, мидии) формы. Заслуживает внимания, что именно *Syndesmya ovata* и черви принадлежат к очень малочисленным видам животных, составляющих фауну ила в более глубоких частях Азовского моря. Отсюда следует, между прочим, что в геологическом прошлом слабые формы ненормального газового режима водоема (до периодического появления H_2S включительно) для нас практически неуловимы, так как не вызывают резких, специфических изменений фауны, простое же ее обеднение может быть вызвано и мно-

¹ Под биоценозом в гидробиологии подразумевают сообщество организмов, приуроченное к определенным условиям глубины, грунта и физико-химической обстановки.

гими другими факторами, а следовательно, однозначного указания относительно газового режима дать не может.

Несравненно меньше различия показывает состав минеральных новообразований опресняющихся водоемов.

В Балтийском и Черном морях отлагаются кальцит (в первом мало, во втором в огромном количестве), железо-марганцовые конкреции (в обоих случаях весьма обильные), сернистое железо, кремнезем. Из характерных морских минералов только глауконит и фосфориты здесь с достоверностью не обнаружены, причем зерна глауконита в Черном море даже найдены, но только толкуются как переотложенные за счет береговых глауконитовых песков. Таким образом, минералогические отличия по объему не существенны, но характерны. В связи с развитием сероводородного заражения в черноморских илах особенно обильно сернистое железо. По данным Бёггильда, имевшего в руках образцы илов из Средиземного и Черного морей, черноморские илы резко отличаются от средиземноморских обилием пирита. Все же пиритизация сама по себе, без палеонтологических данных, не может являться доказательным аргументом в пользу сероводородного заражения придонной воды, ибо H_2S в изобилии развивается и в процессе диагенеза илов, особенно глинистых, что также приводит к появлению пирита и может иметь место в водоеме с совершенно нормальным газовым режимом.

Переходя к рассмотрению осолоняющихся бассейнов, нужно отметить, что здесь мы находимся в гораздо худшем положении, ибо таких бассейнов — сколько-нибудь значительных размеров и сколько-нибудь изученных — в настоящее время почти нет. Исключение составляют залив Сиваш Азовского моря и заливы Кайдак и Кара-Богаз-гол Каспия, но, к сожалению, все они связаны не с открытым нормальным морем, а с уже измененными — опресненными водоемами, что несколько снижает их значение. Все же, оперируя наблюдениями над этими заливами и зная свойства нормально-морской фауны, можно понять смысл сдвигов в органическом мире, вызываемых осолонением.

При постепенном осолонении внутреннего моря его фауна испытывает изменения, принципиально сходные с теми, какие мы описали уже в опресненных водоемах. Стеногалинные формы¹ (кораллы, иглокожие, головоногие, большинство брахиопод, мшанок) вымирают полностью; эвригалинные — особенно пелециподы, гастроподы, остракоды, — наоборот, первое время увеличиваются в числе, если не видов, то особей, но затем и они испытывают угнетение и начинают вымирать, и с некоторого предела осолонения бассейн совершенно лишается макрофауны. К сожалению, мы не знаем сейчас точно этого предела, но по косвенным данным он едва ли выше 5—5,5%. Вымирание макроформ животных и растений, однако, отнюдь не означает, что осолоняющийся бассейн отныне вообще становится безжизненным. Существует ряд низших организмов, которые обитают и в необычайно концентрированной воде. «Так в оз. Урмия в Северном Иране, — пишет Книпович, — в период повышенной солености в нем, до 22,24%, наблюдались еще малочисленные высшие ракообразные; в оз. Булак (иначе «Красное» или «Малиновое») близ форта Александровского на Мангышлаке Суворов обнаружил при солености 28,5%... множество жгутиковых *Dunaliella*, от которых зависит характерная окраска воды этого озера..., а в консервированной пробе ила, взятой отсюда, нашел хорошо сохранившихся ракообразных, коловраток, личинок насекомых, какую-то форму червей и водоросли».

¹ Стеногалинными формами называются организмы, могущие существовать лишь в очень узких пределах солености воды; организмы, выносящие большие колебания солености, называются эвригалинными.

В Мертвом море при солености 28—29% констатированы три формы живых бактерий и какое-то, ближе не определенное, одноклеточное с жгутиком. В Кара-Богаз-голе А. Д. Пельшем найдены 2 вида бактерий, 9 видов водорослей. В Большом Соленом озере (США) при солености 21% — множество ракообразных из рода *Artemia*.

В высшей степени характерно, что при такой высокой солености сохранившиеся организмы не только продолжают существовать, но нередко обнаруживают все признаки благоденствия, давая колоссальные популяции. Так, в Кара-Богаз-голе, по описаниям А. Д. Пельша, водоросль *Arphanothese salina* дает в заливах такие цветения, что вода становится слизисто-студневидной и на берег выплескиваются целые комья этого студня. В Большом Соленом озере Эрдлей указывает, что копролиты рачка *Artemia* местами настолько переполняют осадок, что становятся прямо-таки породообразующими, покрывая площадь в сотни тысяч гектаров и давая массы в тысячи тонн.

Еще резче изменения в комплексе минералов, образующихся в соленых водоемах, но проявляются они не с самого начала осолонения, а позже, когда соленость достигает 6—7% и выше. Начинается садка CaSO_4 в виде гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). В заливах Каспийского моря гипс садится при солености около 5%, в Сиваше и вообще в заливах Азовского и Черного морей — при солености 9—12%. Разница в минимальной солености, при которой начинается садка гипса в этих водоемах, объясняется неодинаковым содержанием сульфата кальция в исходных бассейнах (в Каспии его больше, чем в Черном и Азовском морях). При еще более высоких степенях солености (15—16%) в бассейнах с зимним охлаждением садится мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), а при осолонении в 24—25% начинает выпадать NaCl . Каких-либо калийных солей в современных осолоненных морских водоемах не образуется, что стоит, вероятно, в связи с их недостаточной соленостью. Одновременно с развитием перечисленных солей минералы, свойственные нормальному морю (в частности, фосфориты, железо-марганцовые конкреции, глауконит), прекращают формироваться, и только кальцит и MgCO_3 продолжают образовываться в больших количествах.

4. О методах восстановления нормально-морских осолоненных и опресненных водоемов прошлого

Из изложенного выше видно, что соленость водоемов и весь их гидрхимический режим отражаются как на органическом мире водоемов, так и на их осадках, и, следовательно, при отнесении ископаемого бассейна к типу нормальных, опресняющихся или осолоняющихся необходимо исходить из анализа сохранившейся в породах фауны и минеральных новообразований.

Но органический мир морей в истории Земли эволюционировал. Одни виды сменяли другие, вымирали роды, отряды, даже некоторые классы (цистоидеи, бластоидеи, трилобиты и т. д.). Чем глубже мы спускаемся по стратиграфической лестнице, тем больше становятся различия. Особенно важно, что параллельно с изменением облика организмов шли, несомненно, изменения их экологических особенностей. Ископаемые организмы даже близкого родства могли обитать в существенно разных условиях. К этому необходимо добавить, что и минералообразование в нормальных и уклоняющихся от нормы водоемах в истории Земли не оставалось постоянным, но тоже эволюционировало, хотя и гораздо медленнее и менее разнообразно сравнительно с органическим миром. Отсюда видно, что задача различения в морях прошлого, — по

аналогии с современностью, — нормальных, опресняющихся и осолоняющихся бассейнов представляет достаточно сложную проблему. Само собой разумеется, что мы не можем дать здесь никаких готовых рецептов, шаблонов, но должны обсудить лишь некоторые главнейшие принципы, которыми необходимо руководствоваться при анализе, проиллюстрировав эти принципы примерами.

Когда имеют дело с осадками недавнего геологического прошлого, скажем, четвертичной или верхнеэоценовой эпох, обычно пользуются непосредственным сопоставлением видового и родового составов современной и ископаемой фауны и флоры. Такого рода сопоставления делались, например, для четвертичных водоемов Прибалтики, Каспийской и Черноморской котловин, и, поскольку отличия фаун в таких случаях ничтожны, выводы об общем характере ископаемых водоемов вполне достоверны. Тот же по существу прием используется и для более древних эоценовых водоемов юга СССР вообще и Крымско-Кавказской

Чокракские слои	<i>Trochus</i>	<i>Natica</i>	<i>Carithium</i>	<i>Massa</i>	<i>Arca</i>	<i>Mytilus</i>	<i>Modiola</i>	<i>Ostrea</i>	<i>Pecten</i>	<i>Tellina</i>	<i>Sindesmya</i>	<i>Dorax</i>	<i>Macitra</i>	<i>Venus</i>	<i>Tapes</i>	<i>Venerupis</i>	<i>Cardium</i>	<i>Solen</i>	<i>Pholas</i>	Черное море
Глинистые и песчаные породы р. Уржум и песчаные породы других мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Прибрежные осадки 0-15 м
Глинистые породы местностей, прилегающих к р. Терек	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Мидиевый ил (15-65 м)
Глинистые породы р. Ярык-Су	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Разнолинейный ил (65-150 м)
Немные глины	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Глубоководные илы (150-2200 м)

Рис. 10. Биоценозы Черного моря и Чокракского бассейна (по А. Д. Архангельскому)

Сплошные линии дают расположение родов моллюсков в чокракских породах, пунктирные — в осадках Черного моря

зоны в частности. Классический анализ их дан почти полвека тому назад Н. И. Андрусовым и полностью подтвержден последующими работами.

Изучая фауну одного из среднемиоценовых горизонтов — чокракского, Н. И. Андрусов обратил внимание на две ее особенности. Во-первых, чокракская фауна своеобразна по своему составу и не содержит ни кораллов, ни брахиопод, ни морских ежей и звезд, ни головоногих, моллюсков, а состоит почти исключительно из пелеципод и гастропод, обычно мелких, слабо скульптурированных и небогатых по количеству видов. Во-вторых, сравнение чокракских и современных черноморских пелеципод и гастропод показало, что по крайней мере 80% чокракских родов представлено в современном Черном море. Это сходство особенно наглядно показано на рис. 10, на котором А. Д. Архангельским сопоставлено распространение по типам осадка главнейших представителей чокракской и современной черноморской фаун. Оно свидетельствует с несомненностью, что солёности чокракского моря в Крымско-Кавказской зоне и современного Черного были очень близки, т. е., другими словами, что чокракское море было бассейном со значительно опресненной водой.

К осадкам более древним, чем верхнетретичным, особенно к мезозойским и верхнепалеозойским, указанный прием, по причинам, выше отмеченным, не применим. Поэтому, при фациальном анализе мезозойских и верхнепалеозойских пород ограничиваются лишь общим разбором состава сохранившихся фаун, пополняя сделанные заключения наблюдениями над петрографическими особенностями пород.

При этом фауны, отличающиеся качественным богатством и разнообразием крупных систематических групп, в особенности же те, которые содержат группы, известные ныне как стеногалинные (кораллы, морские ежи, головоногие, птероподы, морские лилии), считаются, по аналогии с современными, нормально-морскими. Фауны, качественно бедные, характеризующиеся отсутствием стеногалинных групп, с видами малорослыми, весьма изменчивыми по своему габитусу, склонными давать множество разновидностей, — фауны, сочетающие качественную бедность с количественным изобилием индивидуумов, считаются, опять-таки по сопоставлению с современностью, фаунами водоемов с аномальным гидрологическим режимом и прежде всего с аномальной соленостью. При этом вопрос о том, уклонялся ли водоем в сторону опреснения или осолонения сравнительно с нормальным морем, требует специального рассмотрения и далеко не всегда может быть решен. В самой фауне часто невозможно найти убедительных критериев в пользу отнесения ископаемого водоема к группе опресняющихся или осолонящихся. Если в органическом мире наблюдается не просто обеднение представителями, но появление форм, не встречающихся в нормальных морских фаунах, например, *Unionidae*, *Anthracosiidae* и т. д., то можно принять со значительной уверенностью, что мы имеем дело с солоноватым, т. е. опресненным, морским водоемом. Напротив, если имеет место простое вымирание морских форм, речь может идти скорее об осолонении. Сомнения в конце концов обычно устраняются литологическими признаками. Когда пласты с обедненной фауной сменяются по вертикали горизонтами палеонтологически немymi и заключающими галогенные осадки — записованные песчаники и глины, доломиты, гипсы, ангидриты и т. д., то совершенно ясно, что перед нами следы бассейна осолоненного. Когда этого нет и все минералообразование в осадках имеет обычный характер, речь может идти об опреснении.

Чтобы проиллюстрировать, как применяются на практике эти принципы, разберем один поучительный пример — историю верхнекаменноугольного и нижнепермского бассейнов Самарской Луки, впервые разъясненную М. Э. Ноинским (1913 г.). Верхнекарбоновые отложения Самарской Луки слагаются толщей карбонатных пород, известняков и доломитов, до 200 м мощностью. В нижних горизонтах преобладают известняки очень разнообразных типов (плотные, землистые, органогенные и т. д.), а доломиты встречаются как исключение; в средних — и те и другие развиты довольно равномерно; в верхних же господствуют доломиты, чистые известняки наблюдаются редко.

Нижнепермские отложения отличаются значительно большей изменчивостью. В юго-восточном углу Самарской Луки, где они лежат под толстым покровом верхнепермских водонепроницаемых отложений, толща P_1 слагается из слоистых доломитов, перемежающихся с прослоями и штоками гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) и ангидрита ($CaSO_4$), достигая в общей сложности 50 м мощности. В западной же части луки и по северному склону ее, где такого покрова нет или он имеет ничтожную мощность, гипс и ангидрит нацело выщелочены, вследствие чего доло-

миты во многих местах утратили свое правильное залегание слоями, разбиты на отдельные глыбы или же превратились в совершенно лишенный слоистости, так называемый, брекчиевидный доломит. Общая мощность нижнепермских отложений в этих местах достигает лишь 20—30 м.

Как в верхнекарбонных, так и в нижнепермских породах сохранилось значительное количество органических остатков, которые дали возможность определить из верхнекаменноугольных отложений 323 вида и из нижнепермских 67 видов.

Данные М. Э. Ноинского изображены графически на рис. 11. Для понимания диаграммы следует иметь в виду, что верхнекаменноуголь-

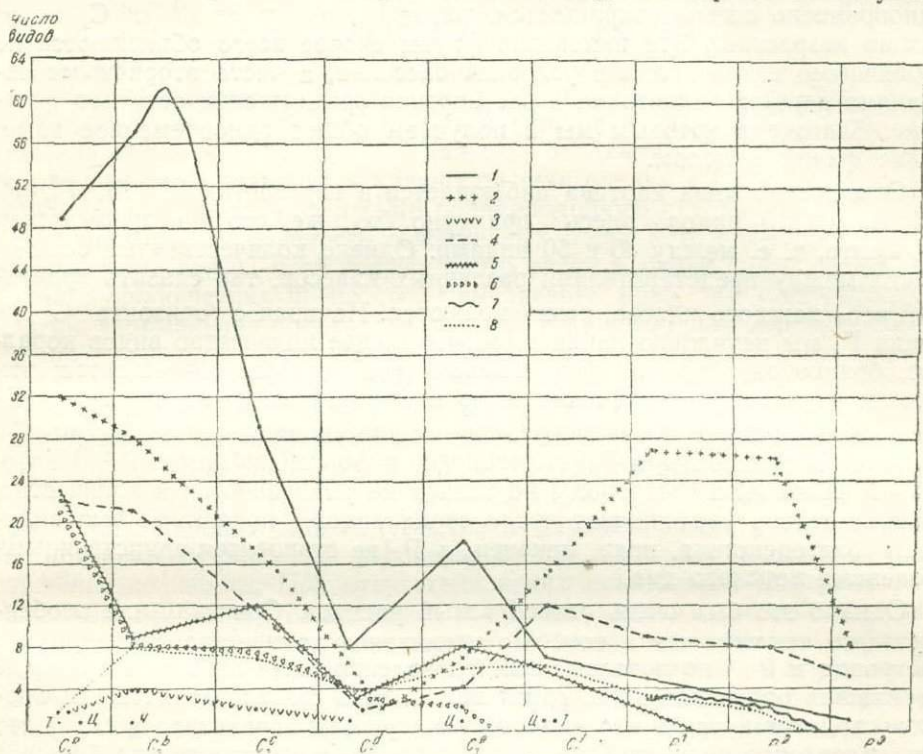


Рис. 11. Распределение фауны в разрезе верхнего палеозоя Самарской Луки (по М. Э. Ноинскому).

1—брахиоподы; 2—гастроподы; 3—морские ежи; 4—пелелиподы; 5—кораллы; 6—мшанки; 7—водоросли; 8—фораминиферы; Т—трилобиты; ч—черви; ц—цефалоподы

ные отложения Луки разбиваются Ноинским на шесть горизонтов, обозначаемых снизу вверх последовательно буквами $C_1^a, C_1^b, C_1^c, C_1^d, C_1^e, C_1^f$ а нижнепермские — на три горизонта с обозначениями P_1^a, P_1^b, P_1^c .

Изучение схемы позволяет сделать ряд важных выводов. Фауна горизонтов C_1^a и C_1^b отличается весьма большим богатством; так, в C_1^a мы имеем около 180 видов, принадлежащих 89 родам и 43 семействам; в C_1^b — 157 видов, распределяющихся между 72 родами и 37 семействами; животное население отличается качественным разнообразием, включая все классы морских животных: фораминиферы, мшанки, кораллы, брахиоподы и т. д. Эти признаки с несомненностью указывают, что в эпоху C_1^a и C_1^b бассейн Самарской Луки характеризовался совершенно нормальным гидрологическим режимом, т. е. прежде всего — нор-

мальной соленостью. В более юных горизонтах количество видов начинает стремительно сокращаться. В C_3^c их уже 80; в C_3^d —26; в C_3^e —45; в C_3^f —48; в P_1^1 —54; в P_1^2 —45; в P_1^3 — всего 16. Наблюдение за ходом изменений внутри каждого класса позволяет вскрыть дополнительно ряд существенных закономерностей. Весь промежуток времени от C_3^c до P_1^3 мы можем разбить на два этапа. Первый охватывает время, отвечающее отложению горизонтов C_3^c , C_3^d и C_3^e . Этот период характеризуется тем, что если какие-либо изменения в фауне и имеются, то они совершаются в одном и том же направлении во всех классах животных. При переходе от C_3^c к C_3^d во всех классах число видов одновременно сильно сокращается, при переходе же от C_3^d к C_3^e вновь сильно возрастает. Эти изменения фауны скорее всего объясняются не первичными изменениями в условиях бассейна, а чисто вторичными явлениями перекристаллизации и растворения органических остатков в породе, благодаря которым мы и получаем общее одновременное изменение фауны в целом.

Совершенно иная картина наблюдается в горизонтах C_3^f , P_1^1 , P_1^2 , P_1^3 . Общее число видов здесь примерно то же, что и в предыдущем горизонте, т. е. между 40 и 50 видами. Однако количественные соотношения между представителями различных классов, так сказать «удельный вес» каждого класса, резко меняются. Начиная с горизонта C_3^f до конца P_1 мы неуклонно наблюдаем, что общее количество видов кораллов, брахиопод, фораминифер, мшанок все больше сокращается; эти классы неуклонно идут к вымиранию и, наконец, один за другим вымирают. Так, мшанки прекращают свое существование уже в конце C_3^e , кораллы и трилобиты в P_1^1 головоногие и фораминиферы в P_1^2 . Наоборот, пелециподы и гастроподы не только не уменьшаются в количестве, но значительно увеличивают число своих видов, показывая всю видимость благоденствия, пока, наконец, в P_1^3 не становятся единственными хозяевами морского дна.

Однако это был очень своеобразный расцвет. Оригинальная особенность его заключается в том, что увеличение количества пелеципод и гастропод в P_1^3 не повело за собой появления каких-либо новых, прежде не живших родов или даже групп видов. Весь смысл расцвета моллюсков сводится к тому, что «некоторые группы, представленные более или менее обильно в карбоне, получили в P_1^3 исключительно большее развитие, будучи представлены здесь очень большим числом видов и положительно массой экземпляров»¹. Другой же особенностью «расцвета» является поразительная малорослость фауны P_1^3 : «почти все констатированные здесь роды и группы представлены исключительно видами и экземплярами малой величины».

Легко видеть, что отмеченные особенности фауны C_3^f и P_1 ни в коем случае не могут быть объяснены теми же процессами вторичного изменения породы, как это имело место для отложений C_3^c , C_3^d , C_3^e . Там мы видели одновременное обеднение всех классов. Здесь же наблюдается не только обеднение, но и отбор внутри классов, приостановка сколько-нибудь заметного образования новых групп, а также общее измельчание фауны. Все эти процессы, несомненно, первичные. Но в качестве таковых они обозначают только одно, а именно—что гидрологический режим и, прежде всего, соленость бассейна отклоняются от нормы; бассейн перестает быть нормальным морем.

¹ М. Э. Ноинский. Самарская Лука. 1913.

Однако в какую сторону идет это отклонение? В сторону все большего опреснения или же, наоборот, в сторону все возрастающего осолонения? Два обстоятельства позволяют решить этот вопрос вполне определенно. При постепенном исчезновении нормально-морских типов (кораллов, брахиопод и др.) в море не появляется никаких новых форм, которые можно было бы рассматривать как представителей пресноводной фауны, хотя такая пресноводная фауна той эпохи теперь хорошо известна. С другой стороны, среди карбонатных пород, чем выше по разрезу, тем больше попадаетея гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и ангидрита (CaSO_4). Эти же соли могут возникать только в условиях осолоняющегося бассейна, в отдельных отшнуровывающихся от него лагунах. Таким образом, бассейн Самарской Луки конца верхнего карбона и нижнепермской эпохи был, несомненно, бассейном осолонявшимся.

Для правильного понимания существа дела нужно иметь в виду, что лишь для недавнего геологического прошлого понятие «бассейн нормальной солености» отвечает представлению о современной норме содержания солей — 3,5%. Но чем дальше отодвигаемся мы в прошлое, тем расплывчатее становится количественная оценка «нормальной солености». Можно принять за весьма правдоподобную старую мысль Р. Дэли, указавшего, что соленость современных морей есть явление, исторически развившееся за счет непрерывного вноса в океан солей реками и за счет вулканических процессов. Чем древнее море, тем более низкой была бы «нормальная соленость», а с ней и «нормы» для опресняющихся и осолоняющихся бассейнов. Рубрики для подразделения этих трех типов водоемов являются, таким образом, «скользящей шкалой», переменной величиной, но самая сущность различия между ними, конечно, во все времена оставалась той же.

Из приведенных примеров видно, что расшифровка фациального типа древнего водоема возможна лишь тогда, когда в ископаемом материале ярко проявляются и сочетаются и фаунистические и литологические признаки «нормы» или уклонения от нее в сторону повышения или понижения солености. При отсутствии ярких показателей дифференцирование толщ на свиты, отложенные в опресняющихся и осолоняющихся водоемах, становится затруднительным. Поэтому часто геологи ограничиваются только констатацией уклонения данной свиты от нормально-морской, обозначая ее термином «лагунные осадки» или «лагунная свита».¹ Такой прием как первый этап фациального анализа ископаемых осадков, конечно, правилен и приемлем, но только как первый этап. В дальнейшем необходимо всячески стремиться к тому, чтобы отыскать признаки, могущие позволить уверенно отнести бассейн к числу осолоняющихся или опресняющихся.

По отношению к докембрийским породам, однако, даже эта первоначальная ступень фациального анализа — различение нормально-морских и лагунных свит — оказывается по большей части неосуществимой.

5. Литоральные осадки морей и их признаки

При фациальном анализе отложений, принадлежащих крупному ископаемому водоему, одной из первых задач является выделение литоральных осадков, т. е. образований, непосредственно связанных с бере-

¹ Под лагуной обычно подразумевают более или менее крупный залив (иногда и внутреннее море), слабо связанный с морем и обладающий поэтому водой ненормальной солености (то более высокой, то более низкой) и аномальной фауной. Отнесение к лагунным осадкам дельтовых отложений и литоральных осадков нормальных морей, предложенное М. К. Корвинным, нам представляется неправильным.

говой линией бассейна. Нужно сказать, что литоральные отложения сохраняются редко, скорей как исключение, чем как правило, но тем интереснее их отыскание, ибо вместе с ними исследователь находит и береговую зону древнего водоема, так сказать, ощупывает ее.

Под названием литоральной зоны в современных морских бассейнах разумеют полосу берега между наивысшей точкой прилива и наимысшей отлива, т. е. зону побережья, непрерывно то заливаемую водой, то обсухающую¹. Ширина ее зависит от характера берегового уступа: у крутых берегов она измеряется десятками метров, у плоских — несколькими километрами.

Характер литорального осадконакопления чрезвычайно изменчив и стоит в тесной связи с морфологией берегового уступа и составом слагающих его пород.

У берегов крутых, образованных плотными, твердыми породами, волновый прибой достигает максимальной силы и под воздействием его у

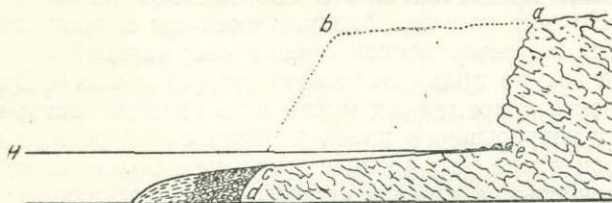


Рис. 12. Деятельность волн у крутого берега

ab—первоначальное распространение поверхности суши; *ce*—береговая площадка, полученная после срезания берега прибоем; *H*—уровень моря; *c-b*—прежнее положение берегового откоса

основания берегового откоса обычно образуется более или менее глубокая ниша (рис. 12). В некоторый момент времени нависающая над нишей часть берега рушится, и на площадке нагромождается хаос обломков самой разнообразной величины, которые затем море обрабаты-

вает, превращая в гальку. Тем временем вырабатывается новая ниша, обрушивается и на площадке возникают новые обломки. Так у крутого берега, сложенного твердыми породами, накапливаются осадки, которые в ископаемом состоянии, после их цементации, мы называем конгломератами, брекчиями или переходными образованиями. Органический мир таких участков скуден, ибо пребывание в среде, где волнами движутся крупные камни, для большинства организмов губительно. Среди немногих обитателей каменистых грунтов одни обладают чрезвычайно плотной раковиной, другие приобретают способность сверлить ходы в камнях и жить в этих дырах (камнеточцы — двустворки *Pholas*, *Lithophaga* и др.), третьи крепко присасываются или прирастают к скалам (как *Balanus*, *Patella*, *Mytilus* и др.).

Совершенно иначе идут процессы у берегов плоских, пологих, сложенных мягкими породами — песками, глинами, мергелями, мелом, известняками и т. д. По мере того, как волна набегаёт на такой берег, она не разбивается о него, как в предыдущем случае, а своеобразно видоизменяется (рис. 13). С постепенным обмелением площадки и увеличением трения воды о грунт длина волны укорачивается, а высота соответственно возрастает, волны становятся высокими и относительно узкими, сжатыми в поперечном сечении. Затем вершинки их опроки-

¹ Напомню, что в рельефе моря различают: шельф — от 0 до 200 м, континентальный уступ — от 200 до 3000 м глубины и океаническое дно с глубинами свыше 3000 м. По гидробиологическим условиям на шельфе выделяют: литоральную (приливо-отливную) область и неритовую, охватывающую остальную часть шельфа; верхнюю часть континентального склона (до 1000 м) называют батинальной зоной, всю остальную часть склона и океаническое дно объединяют в абиссальную область.

дываются и падают вперед (буруны), набегаая на берег и таща с собой частицы захваченного грунта. Постепенно замирая, они оставляют несомый ими материал, накопляя так называемый береговой вал. У побережья со спокойным ветровым режимом береговой вал один; за ним вглубь континента тянется более или менее обширная песчаная зона. На участках бурных различают по нескольку валов, причем верхний отвечает периоду наибольших бурь, промежуточные — периодам более спокойным.

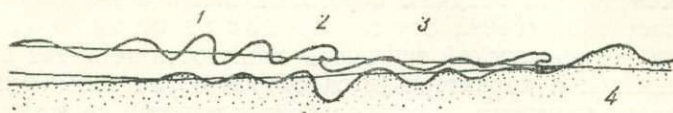


Рис. 13. Деятельность волн у пологого берега

1—область подпруживания волн; 2—область перелома волн (буруны);
3—область пологих набегающих на берег волн; 4—береговой вал.
Точки—песчаный осадок

Морфологически вал представляет собой серию удлиненных холмов, протягивающихся параллельно берегу и составляющих продолжение один другого (рис. 14). Высота вала варьирует и на побережьях Северного моря, например, достигает максимум 2—5 м, тогда как на побережье Атлантического океана 10—12 м. В поперечном сечении валы несимметричны, причем сторона, обращенная к берегу, более крутая (углы наклона до 10—12° у песков и до 12—25° у галечников), противоположная — пологая (углы наклона до 1—2°).

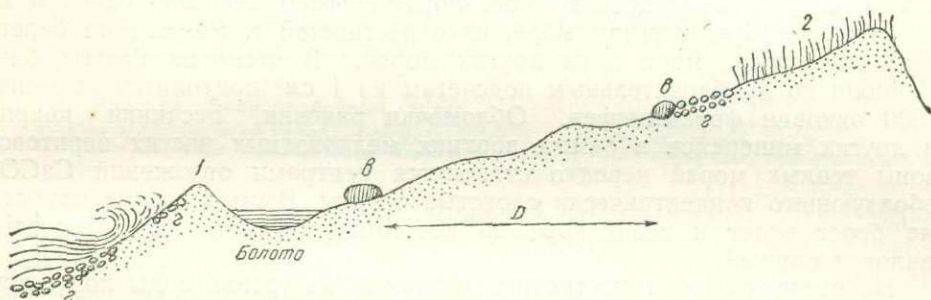


Рис. 14. Береговые валы на о. Рюгене (из К. Андрэ)

1—обычный береговой вал; 2—штормовой вал, заросший растительностью и укрепленный;
3—полоса выброшенных водорослей; 4—галечные накопления; D—полоса перевеваемого песка с небольшими, похожими на дюны, буграми

Петрографический состав береговых валов разнообразен и зависит от пород, слагающих берег. Главную массу образует обычно песок с примесью гальки, причем сортировка материала по крупности совершенная. Фаунистические остатки редко значительны, ибо подвижные пески — плохой субстрат для животных. Все же в некоторых случаях раковины, выброшенные на берег, скопляются в огромном количестве, как, например, на голландском и немецком побережье Северного моря, на Азовском море и в других местах; характерно, что обычно скопляются только правые створки раковин пластинчатожаберных, часто битые, превращенные в детритус; иногда и все скопление представлено обломками. Валы из галечников совершенно стерильны в смысле наличия фаунистических остатков. В отличие от фауны остатки водорослей, вырванных волнением и выброшенных на берег, очень характерны для береговых валов. Значительные массы их, дающие торфяные (углистые)

прослон, линзы, пятна, чрезвычайно часты в береговых валах и составляют их особенность. Там же нередко скопляются куски и целые стволы деревьев, ориентированные длинной осью параллельно берегу. Эти обломки часто бывают источены моллюсками-древоточцами (терединами), а галька — камнеточцами (фоладами).

Из генезиса береговых валов видно, что они представляют собой эфемерные образования, то возникающие, то под влиянием более сильного волнения вновь полностью или частично разрушаемые. Следствием этого является то, что осадкам береговых валов и литоральной зоны вообще бывает свойственна отчетливая косая слоистость. К сожалению, прибрежно-морской тип косой слоистости не имеет ярко выраженных признаков и характеризуется скорее отрицательными чертами, т. е. отсутствием типичных признаков других типов. Все же можно указать на малую мощность отдельных серий (линз), из которых состоит косослоистая пачка (до 0,3м), на отсутствие среди косых серий строго горизонтальных пачек; на частую смену направлений наклона пластов, придающую слоистости «перистый характер» (существенный признак); на незначительный угол наклона, чаще не превышающий 15—20° (Ю. А. Жемчужников).

У побережий, сложенных коралловыми рифами или известняками вообще, материалом, образующим береговые валы и песчаные отмели, являются выброшенные на берег обломки кораллов и скелетов других с ними живущих организмов. На некоторых участках побережий с обильными зарослями водорослей береговые пески (пляжи) и валы образованы скоплениями выброшенных на берег фораминифер, которые огромными массами живут на водорослях и после отмирания (или даже при жизни) волнением выносятся из воды. Фораминиферовые пески описаны из ряда мест в Средиземном море, из окрестностей г. Римини на берегу Адриатического моря и из других морей. В песке из Гаэты близ Неаполя по приблизительным подсчетам на 1 см³ приходится не менее 5000 раковин фораминифер. Обломочки раковин, песчинки кварца и других минералов в самых верхних мелководных частях неритовой зоны теплых морей нередко становятся центрами отложений CaCO₃, образующего концентрически слоистые оолиты. Вымывание их прибоем на берег ведет к возникновению косослоистых оолитовых береговых валов и пляжей.

На песчаных или известковых пляжах ниже уровня воды под влиянием спокойной зыби на поверхности осадка возникают углубления и понижения, которые являются как бы фотографией волнующейся воды; в области, где волны набегают на берег, в песке образуются параллельно пролегающие борозды и углубления, то симметричные, то асимметричные на поперечном разрезе. Иногда и те и другие сохраняются в ископаемом состоянии и служат характерным признаком для распознавания литоральной фации; первые носят название знаков ряби, вторые — волноприбойных знаков (*ripple-marks*). Они изображены на рис. 15.

В мелких затишных заливах и бухтах осадки литоральной зоны слагаются илом, то глинистым, то песчаным, переходящим вблизи коралловых рифов и известняковых побережий в чисто известковые илы. С этой фацией побережья под тропиками ассоциируются часто своеобразные растительные сообщества, известные под названием мангровых зарослей. Они известны с побережий Флориды, из Индии и с островов Малайского архипелага. Мангровые растения представляют собой то крупные деревья, то кустарники, обитающие в прибрежной зоне и укрепляющиеся в илах с помощью основных и придаточных корней, спускающихся вниз со стволов. При отливе мангровые заросли имеют вид

заболоченного леса, в прилив над водой торчат только зеленые кроны деревьев. При отмирании растения, скопляясь на дне, дают начало торфяникам, так что территории мангровых зарослей часто представляют собой колоссальные (до 3—5 км в ширину и десятков километров в длину) прибрежно-морские болота. На суше, за пределами литоральной зоны, они могут сопровождаться обычными пресноводными болотами с громадными зарослями болотных кипарисов (тисс), болотных пальм (Nipa) и т. д. Таким образом, плоские низменные побережья могут дать начало колоссальным скоплениям углей; их аналоги действительно встречаются в ископаемом состоянии и выделяются под названием параллических углей, т. е. прибрежно-морских, в отличие от углей лимнических — озерных и потамических — речных.

На участках илистых побережий засушливых областей, длительно обсыхающих, возникают, как на такырах, трещины высыхания; заходящие сюда животные оставляют следы, нередко сохраняющие форму при высыхании ила и погребяемые затем новыми порциями илистого осадка;

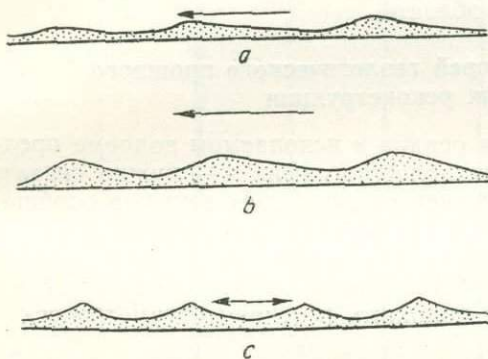


Рис. 15. Волноприбойные знаки
a—волноприбойные знаки эолювые; *b*—волноприбойные знаки течений; *c*—волноприбойные знаки волн

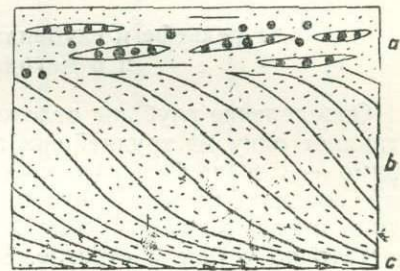


Рис. 16. Строение дельтовых отложений

a—вершинные грубозернистые слои;
b—слои склонов среднезернистые;
c—донные слои, тонкозернистые

крупные капли редкого дождя выбивают округлые ямки, также консервируемые последующими осадками; зарывающиеся в ил черви и некоторые двусторонки оставляют свои ходы и т. д. Так, под действием организмов и неорганических агентов в илах литоральной зоны появляется ряд своеобразных структурных и текстурных признаков, нахождение которых облегчает определение литоральной фациальной зоны в ископаемых породах.

Последним членом фациального комплекса (парагенезиса) литоральной зоны являются осадки рек, прорезающих побережье и образующих дельтовые отложения. Судя по примерам современных дельт рек Миссисипи, По, Роны, Нила, Волги и др., дельтовые осадки могут занимать огромные площади в десятки тысяч кв. километров и достигать мощностей в десятки метров. Отложения дельты состоят из трех частей: кровли, образованной горизонтальными или очень слабо наклонными слоями (аллювиальная часть); среднего косога горизонта, где слои наклонены в сторону моря, и нижнего горизонтального отдела или аван-дельты, где слои также практически горизонтальны (рис. 16). Верхняя аллювиальная серия состоит из более грубого материала сравнительно со средней косою пачкой; она отвечает постепенному продвижению русла вглубь стоячего бассейна вместе с ростом дельты. Авандельтовая часть осадков, напротив, более тонкозерниста, чем материал косою серии; она соответствует более удаленным от суши,

более глубоким и более окраинным частям растущей дельты (Ю. А. Жемчужников). Характерными признаками косой дельтовой слоистости является то, что горизонтальные слои срезают косую серию несогласно, в косой же серии углы наклона крутые (до 45°). Из органических остатков в дельтах встречаются как немногочисленные занесенные сюда пресноводные моллюски, так и отдельные эвригалинные формы морской фауны, а также многочисленные обрывки растений, оставляющие после себя отпечатки, сажистые и углистые пятна, линзы и т. д.

Из изложенного видно, что характерную черту литоральной фации составляет чрезвычайная изменчивость возникающих здесь осадков и их признаков. Отложения здесь варьируют от грубых конгломератов до тонких глин и известняков; чисто обломочные породы сменяются чисто органогенными (детритусовые известняки, угли) или хемогенными (микрорзернистые известняки); горизонтальная слоистость переходит в косую; фауна и флора чисто континентальные смешиваются с чисто морскими.

Естественно, что разрезы литоральной фации пестры. Это сближает их с осадками континентальных фаций, хотя наличие морских элементов тянет их уже совсем в другую область.

6. О рельефе и глубинах морей геологического прошлого и о методах их реконструкции

Определение глубины отложения осадка в ископаемом водоеме представляет одну из труднейших задач палеогеографии и — нужно сказать прямо — в очень большом числе случаев не допускает решения вообще, либо же дает решения неуверенные и расплывчатые в смысле указания пределов возможных глубин и лишь в некоторых случаях — решения, достаточно четкие и строгие. Тем обстоятельнее должен быть анализ и оценка критериев, которые следует положить в основу батиметрических заключений палеогеографа.

Три круга признаков используются обычно для суждения о глубинах отложения осадка: его органические остатки (флора и фауна), некоторые специфические минеральные новообразования и общие петрографические черты осадка, его структуры и текстуры.

Наиболее отчетливые и яркие свидетельства относительно глубин дают остатки растительных форм — водорослей и, так называемых, морских трав, представителей цветковых. Это не случайно. Подводные растения, как и наземные, не могут существовать без солнечного света, свет же проникает в морскую воду на ограниченную глубину. Для различных лучей спектра глубина эта очень различна. Красные лучи поглощаются быстрее всего, фиолетовые же проникают наиболее далеко в воду. Кроме того, проникновение света зависит от высоты солнца над горизонтом (т. е. широты места) и от прозрачности воды. Поэтому на разных широтах глубина проникновения света лежит между 200 и 550 м и даже еще глубже. Поскольку, однако, для фотосинтеза требуется определенная напряженность света, глубины обитания донных водорослей значительно меньше. Хлорофиллоносные растения населяют главным образом верхние части освещаемой области от 0 до 50 м; на глубинах между 50 и 100 м донная флора быстро замирает и лишь в единичных случаях переступает изобату 100 м. При этом в распределении донных водорослей по глубинам замечается определенно выраженная зональность. На минимальных глубинах, в литоральной зоне обитают главным образом зеленые или сине-зеленые водоросли, к которым подмешиваются лишь единичные формы бурых и багряных водорослей. От линии максимального отлива до глубины примерно 27 м обитают преимущественно бурые во-

доросли; по наиболее распространенному роду *Laminaria* эту зону часто называют ламинариевой. Водоросли в этой зоне приурочены к скалисто-му и раковинному грунту, на илстых же и илесто-песчаных грунтах в изобилии произрастает морская трава. От 27 до 90 м господствуют известквыделяющие багряные водоросли из семейства *Corallinaceae*. Ниже, как указывалось, донная флора в море практически исчезает. Таким образом, вся морская флора является типично мелководной и в этом

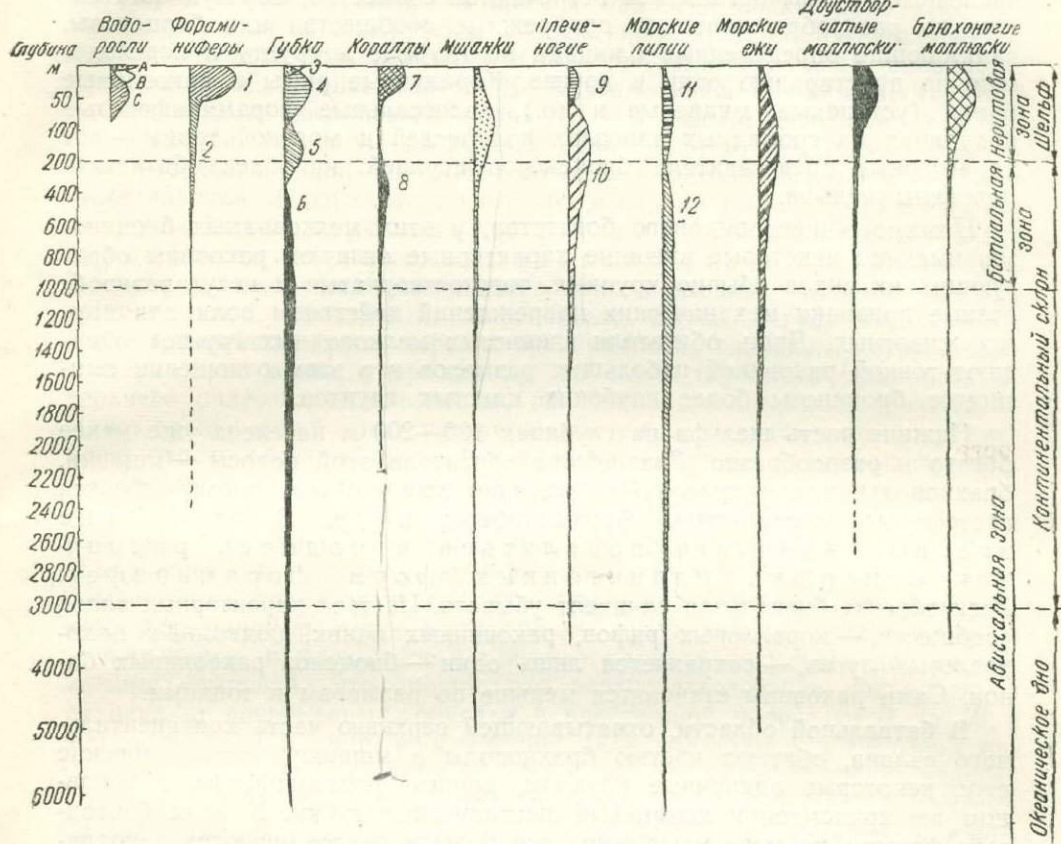


Рис. 17. Распределение по глубинам основных групп бентоса (по сводкам Динера, Циттеля, Кэшмана, Гвенхофела и др.)

А—сине-зеленые водоросли; В—бурые водоросли; С—красные водоросли
 1—*Miliolidae*; 2—*Lagenidae*; 3—*Calcispongia*; 4—кремнероговые и роговые губки; 5—*Lithistidae*;
 6—*Hexactinellidae*; 7—колониальные рифостроющие кораллы; 8—одиночные кораллы; 9—*Inarticulata*;
 10—*Articulata*; 11—*Comatulidae*; 12—прочие группы морских лилий

отношении представляет исключительный интерес как мерло глубин ископаемых фаций.

Значительно шире по глубинам распространены выделяющие известь донные животные. Не имея возможности разобрать местообитание каждой крупной группы в отдельности, мы изобразили вертикальное их распространение графически (рис. 17).

Изучая диаграмму, нетрудно видеть, что подавляющая масса современного зообентоса привязана к верхней половине шельфа (от 0 до 100 м) и особенно к верхней четверти его (от 0 до 50 м). Здесь живет главнейшая часть донных фораминифер, большинство пелеципод, гастропод, все рифостроющие кораллы, все известковые и кремнисто-роговые

губки, часть каменистых, а также большая часть мшанок, почти все беззамковые брахиоподы, много морских ежей. Все эти группы связаны либо пищевыми взаимоотношениями, либо общностью грунта (например, обитанием на скалах, на песке, в иле), либо же тем, что одни организмы (например, пелециподы) являются удобным местом прикрепления для других, например, для багряных и бурых водорослей, мшанок и т. д. Благодаря таким биологическим взаимоотношениям, перечисленные группы организмов встречаются совместно, образуя богатейшие по разнообразию видов прибрежные сообщества или биоценозы, занимающие определенные площади по глубине и грунту и переходящие по простираанию одни в другие. Коралловые рифы и раковинные банки (устричные, мидиевые и др.), колоссальные фораминиферовые популяции на громадных зарослях водорослей и морской травы — вот характерные представители биоценозов верхней, наиболее обитаемой, половины шельфа.

Помимо общего видового богатства, у этих мелководных биоценозов имеются некоторые внешние характерные отличия: раковины образующих их видов обычно крупные, толстостворчатые и несут разнообразные признаки механических повреждений действием волн или других животных. Лишь обитатели глинистых мелководных грунтов обладают тонкой раковиной небольших размеров и в этом отношении имитируют биоценозы более глубоких илистых грунтов.

Нижняя часть шельфа на глубинах 100—200 м населена уже менее богато и разнообразно. Главнейшие обитатели этой полосы — мшанки, брахиоподы, каменистые губки, морские ежи; к ним подмешиваются гастроподы, пелециподы, фораминиферы и др. В этой зоне впервые начинает появляться и подмесь раковинок отмерших планктонных форм фораминифер. Разнообразие биоценозов начинает убывать. Из трех характерных типов сообществ, — коралловых рифов, раковинных банок, подводных водорослевых лугов, — сохраняется лишь один — биоценоз раковинных банок. Сами раковины становятся меньше по размерам и тонкими.

В батимальной области, охватывающей верхнюю часть континентального склона, обитают частью брахиоподы и мшанки, частью морские ежи, некоторые одиночные кораллы, донные фораминиферы, в основном же криноиды и кремневые шестилучевые губки. К этим бентонным формам по мере углубления все больше присоединяются раковинки планктонных фораминифер, которые и становятся здесь господствующим элементом в комплексе присутствующих осадку органических остатков. Ракушечные поля из скоплений главным образом брахиопод еще встречаются у верхней кромки батимальной зоны, но затем быстро исчезают. Лишь заросли криноидов и кремневых губок оживляют местами однообразный пейзаж, все слабее, по мере углубления, населенного глинистого осадка. Сами обитатели ила становятся малорослыми и тонкостворчатыми.

Еще в большей степени проявляется обеднение фауны на нижней части континентального склона и на океаническом дне, которое хотя и не представляет собой настоящей пустыни, но заселено все же крайне слабо.

В нарисованной картине видно, что органический мир современного моря достаточно хорошо реагирует на батиметрические условия своего существования и указанные выше области — верхняя и нижняя части шельфа и батимальная зона — отчетливо различаются по своей биологической характеристике. Спрашивается, можно ли, и в какой мере, поль-

зваться этой схемой для палеогеографии бывших морских водоемов? Опыт показывает, что в общем возможно, однако с рядом неизбежных ограничений.

Для эпох сравнительно недавних, как четвертичная и верхнетретичная, для которых возможно непосредственное сравнение видового состава современной и ископаемой фауны, заключения по фауне относительно глубин ископаемой фации, конечно, вполне реальны, порой даже до значительных деталей, до прямой аналогии конкретного ископаемого биоценоза с конкретным современным. Так обстоит, например, дело с плиоценовыми осадками Крымско-Кавказской зоны, биоценозы которых Н. И. Андрусов и А. Д. Архангельский прямо сопоставляют с биоценозами Каспийского моря. Но чем дальше вглубь времен мы отодвигаемся, тем резче становится различие ископаемого и современного населения моря, тем более общими и расплывчатыми становятся сопоставления. Приходится ограничиваться сравнением не видового и родового состава организмов, а их группового состава, комбинаций отрядов и классов. При таких сравнениях выясняются два в высшей степени важных обстоятельства. Во-первых, в основных своих чертах то распределение главнейших групп морских организмов по глубинам, которое охарактеризовано выше, удерживается до очень глубокого прошлого, до верхнего палеозоя включительно, или даже до девона включительно. Ниже органический мир становится настолько отличным от современного, что и такие общие сопоставления делаются затруднительными. Во-вторых, для некоторых из дошедших до нас групп даже на ограниченном отрезке времени — от девона доныне — намечаются ясно выраженные изменения. Так, криноидеи, ныне в главной массе обитающие в глубоких частях моря, в верхнем палеозое являются типичным компонентом коралловых рифовых построек, водорослевых известняков, фораминиферовых, — в частности фузулиновых, — известняков и других пород, в мелководном генезисе которых ни у кого нет ни малейших сомнений. Это значит, что верхнепалеозойские криноидеи, в отличие от современных, обитали в прибрежной полосе от 0 до 50 и 100 м глубины и лишь впоследствии (как полагают — в мезозое) мигрировали на большие глубины. Точно так же распространение верхнепалеозойских ринхонеллид и теребратулид и их ассоциация с другими организмами указывают на их преимущественную привязанность к мелководью, тогда как сейчас эти семейства обитают в более глубоководной области. Возможно, что существуют и иные, более мелкие черты отличий в батиметрическом распределении форм по морскому дну, пока еще не достаточно выясненные. Важно отметить характер самих отличий. В обоих случаях речь идет о переходе организмов из мелководья в область больших глубин. Это едва ли случайно. Мы должны иметь в виду, что первичные организмы, оформившиеся в первобытном океане из растворов органических веществ, были, вероятно, планктонными формами. Лишь впоследствии часть их под влиянием борьбы за существование вторично перешла к обитанию на дне, причем, как обычно бывает, первыми сделали этот шаг растения, а затем животные. Первый бентос должен был появиться, таким образом, где-то в мелководной области, но едва ли у самого берега, и уже отсюда началась миграция отдельных форм частью в литоральную зону, но главным образом на глубины, т. е. на площади, где жизненная конкуренция пока еще отсутствовала. С развиваемой точки зрения миграция криноидей, ринхонеллид и теребратулид на глубины не просто любопытный случай, но отражение обще-

го закономерно протекавшего в геологическом прошлом процесса завоевания бентосом морских пучин¹.

Установление этой общей тенденции приводит к выводу, имеющему явное методологическое значение: сообщества, которые ныне являются более глубоководными, в прошлом могли жить на меньших глубинах. Это особенно касается таких ассоциаций, как мшанково-брахиоподовый биоценоз, губковый, эхинидный и др. Для верхнепалеозойского времени эти заключения, как будто, достаточно оправдываются фактическим материалом. Таким образом, схема батиметрического распределения главнейших групп морской фауны и флоры, данная выше, в ее самых общих чертах применима для большого отрезка времени, вероятно, до девона включительно. Но при практическом ее использовании необходимо по мере углубления в прошлое считаться с возможностью некоторого уменьшения глубины сходных биологических ассоциаций, так сказать, придвигания древних биоценозов к берегу сравнительно с их современными аналогами.

Помимо органических остатков, помощь в определении батиметрических условий отложения фаций оказывают также некоторые химические образования в морских илах. Это — карбонатные, железистые и марганцевые оолиты, бокситовые бобы, фосфориты, глауконит (рис. 18).

Кальцитовые оолиты Каспия, Красного моря и Багамской банки (близ полуострова Флориды) представляют собой шарики величиной обычно в просыное зерно; в центре оолита находится постороннее тело — кварцевая песчинка, обломок раковины, сгусток карбонатного ила — и вокруг него ряд тончайших кальцитовых оболочек, собственно и слагающих зерно. Нередко 2—3 оолита сливаются и одеваются общими дополнительными оболочками. С другой стороны, встречаются оолиты раздробленные, ставшие центром нового ооли-

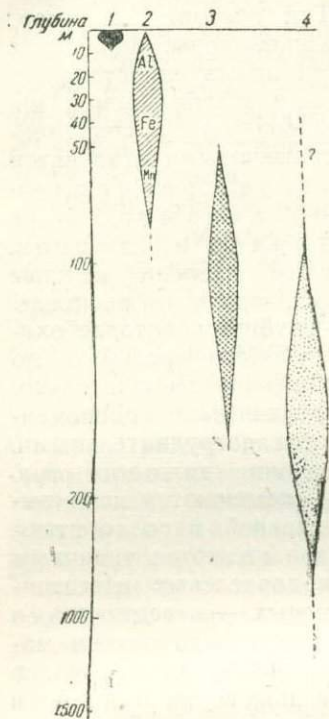


Рис. 18. Распределение по глубинам моря некоторых хемогенных минералов

1 — кальцитовые оолиты; 2 — оолитовые накопления гидроокислов алюминия, шамозито-гидрогетитовые и марганцевые; 3 — фосфориты (желваковые и пластовые); 4 — глауконит

тообразования, и оолиты, продырявленные сверлящими водорослями.

В настоящее время массовые накопления кальцитовых оолитов зарегистрированы в Красном море. Во всех случаях они приурочены к минимальным глубинам, от 0 до 10 м, и нередко, как было указано выше, выбрасываются волнами на берег и принимают участие в составе береговых дюн. На основании этих и других наблюдений над ископаемыми кальцитовыми оолитами уже давно признано, что оолитовые накопления представляют собой характернейшие образования ничтожных глубин и подвижной, волнующейся среды. Однако физические основания для такой их локализации оставались не вполне ясными. В настоящее время — после исследования условий равновесия CaCO_3 в мор-

¹ Во избежание недоразумений, укажем, что одновременно с завоеванием бентосом глубин моря и приспособлением к ним, в мелководной зоне в общем ходе эволюции, продолжалась смена одних видов (и биоценозов) другими.

ских водоемах (К. Бух, Г. Ваттенберг) — эти причины можно, повидимому, считать разъясненными. Дело в том, что в морских бассейнах, особенно теплых и засушливых районов, CaCO_3 в поверхностных слоях не только насыщает, но и резко пересыщает воду — до 350% от насыщения. При этом опытами установлено, что пересыщенные растворы CaCO_3 отличаются значительной стабильностью, так что для разгрузки их от избыточного кальцита требуется обычно не только затравка в виде какого-то зародышевого центра (кристаллика CaCO_3), но и энергичное и длительное встряхивание. Это встряхивание в природе осуществляется волнениями в прибрежной зоне, а роль зародышевых кристаллов играет муть, поднимаемая со дна, обломочки ракушек, кварцевые песчинки, раньше осевший кристаллический кальцит. Вот почему кальцитовые оолиты так тяготеют к прибрежной полосе и являются характерными для нее образованиями.

Мелководными, хотя и не столь прибрежными, образованиями являются железистые, марганцовые и бокситовые оолиты.

Современные железистые оолиты были обнаружены Е. Пратье в осадках Северного моря, где они располагаются главным образом между изобатами 35—40 м, хотя отдельные оолитовые зерна встречаются и на меньшей и на большей глубине. Строение железистых оолитовых зерен аналогично оолитам кальцита; ядром является всегда кварцевая песчинка или какое-нибудь другое минеральное зерно.

Среди ископаемых осадков железистые оолиты пользуются весьма большим распространением. При общности структурных особенностей со всеми другими оолитовыми образованиями, они отличаются более сложным минералогическим составом и слагаются главным образом гематитом или гидрогематитом и лептохлоритовыми минералами (шамозитом и др.), дающими чередующиеся концентры; превалируют то окисные, то силикатные минералы. Часто с ними ассоциируется еще сидерит, но, по наблюдениям ряда геологов и минералогов (Г. Берг, Л. Кайё, А. Хайес, П. Вагнер), этот минерал развивается вторично. Кроме цельных оолитов, в мезозойских осадках очень часто встречаются оолиты поврежденные, с выщербленными краями, с отставшими друг от друга концентриями (причем щели заполнены кальцитом или сидеритом), или даже расколовшиеся на более или менее крупные куски. Обломки оолитов или их концентров становятся часто ядрами новых оолитовых зерен, указывая тем самым на многократное переывание или переотложение осадка в процессе его формирования. Почти повсеместно оолиты несут следы деятельности сверлящих водорослей (*Girvanella*), прободающих отдельные участки зерен. Хайес отмечает их для нижнесилурийских оолитовых железных руд Ньюфаундленда, Кайё — для всех палеозойских и мезозойских руд Франции, Гауб — для юрских руд Швабии, Берг — для нижне- и среднеюрских руд Эльзас-Лотарингии. Это обстоятельство в совокупности с другими, отмеченными выше, особенностями оолитовых железных руд ясно указывает на их весьма мелководную природу (верхняя четверть шельфа). Накопляясь местами огромными массами, железистые оолиты формируют нередко настоящие железорудные месторождения крупного промышленного значения (керченские руды и т. д.).

Совершенно теми же особенностями обладают, как показали исследования Е. В. Рожковой и А. Г. Бетехтина, оолитовые бокситовые и марганцовые накопления, которые, следовательно, также должны быть причислены к категории весьма мелководных образований и могут использоваться палеогеографом, как признак верхней части шельфа.

Локализация оолитовых образований Fe , Mn , Al_2O_3 на очень малых глубинах достаточно объясняется химическими свойствами этих эле-

ментов. Все они дают истинные или коллоидальные растворы, устойчивые лишь в строго определенных условиях, существующих главным образом в пресных и подкисленных водах. Когда такие воды поступают в соленый и щелочной морской водоем, соединения Fe, Mn, Al_2O_3 коагулируют уже вблизи берега и обогащают осадок иногда до стадии рудного тела. Тот факт, что песчинки обычно бывают заряжены отрицательно по отношению к воде, а золи железа и алюминия — положительно, объясняет, что оседающие гели обволакивают песчаный материал и образуют оолиты. Исходя из того, что в ряду Al_2O_3 — Fe — Mn окислы алюминия наименее, а окислы марганца наиболее устойчивы, в водных растворах, можно полагать, что бокситовые морские руды будут характеризовать наиболее близкие к берегу и мелкие места, тогда как марганцовые — наиболее удаленные. Повидимому, так оно и есть, ибо в ряду бокситы—железные руды—марганцовые руды между каждой соседней парой можно наблюдать все постепенные переходы, тогда как между крайними членами переходов не констатировано. При указанном только что размещении руд по глубинам и относительно береговой линии эта закономерность совершенно понятна.

Фосфориты в современных морях найдены в ограниченном числе мест — у южной оконечности Африки (Агульяская банка), у побережий Калифорнии, у Ньюфаундленда и в других местах (всего, по исчислению Г. И. Бушинского, в 10 пунктах). Чаще всего они ассоциируются главным образом с песчанистыми или глинисто-песчанистыми осадками и располагаются на глубинах от 50 до 150 м, т. е. в средней части шельфа. По исследованиям А. В. Казакова, такая локализация не случайна, но объясняется механизмом образования фосфоритов. Как показывают наблюдения над современными бассейнами, минимальные содержания P_2O_5 (0—30—40 мг/м³) свойственны самой верхней части воды, от 0 до 50 м. Далее до глубины 500 м идет быстрое возрастание P_2O_5 (до 300 мг/м³) и затем с некоторыми колебаниями это содержание удерживается до самых больших глубин. Аналогичные изменения в вертикальном разрезе бассейна свойственны и CO_2 . Такое размещение P_2O_5 и CO_2 объясняется тем, что главным источником и того и другого вещества является разложение отмерших организмов, частью донных, частью планктонных, опускающихся после смерти на дно. Наличие CO_2 при этом имеет огромное значение для удержания в растворе фосфорнокислых солей: с уменьшением CO_2 их растворимость быстро падает и фосфаты выпадают в осадок.

Представим себе теперь, что вдоль края шельфа идет восходящее глубинное течение, в результате которого вода, перемещаясь в горизонтальном направлении, в то же время поднимается к верхним горизонтам бассейна. Вследствие уменьшения парциального давления CO_2 в этих восходящих слоях морской воды, последняя становится насыщенной $CaCO_3$, который выпадает в первую очередь; несколько позже в верхней половине шельфа идет кристаллизация фосфата кальция. Таким образом, фосфатонакопление происходит на шельфе за счет химического осаждения фосфата кальция из морской воды восходящих глубинных течений, могущих содержать P_2O_5 до 300—600 мг/м³. «Химическая седиментация фосфатов, — пишет А. В. Казаков¹, — не может происходить в зоне фотосинтеза (0—50 м), где растворенный в морской воде фосфор энергично потребляется фитопланктоном, а также в более глубоких областях моря (ориентировочно более 200 м), где высокое содержание CO_2 препятствует образованию условий пересыщения. Химическое осаждение фосфатов наступает в верхней и средней части

¹ Фосфоритные фации, ч. I, 1938.

шельфа, т. е. на глубинах ориентировочно 100 ± 50 м». Фосфориты геологического прошлого по своим признакам гораздо разнообразнее фосфоритов современных. Однако учет всех их особенностей позволяет и их генезис более или менее уложить в рамки только что охарактеризованной концепции. Отсюда вытекает, что фосфатонакопление в настоящий момент можно использовать как один из критериев глубины отложения той или иной фации ископаемого водоема.

В тесной связи с фосфоритами, — во всяком случае фосфоритами желвакового типа, — стоит глауконит.

Этот минерал пользуется в настоящее время широким распространением, образуя широкие полосы по побережьям Африки, Америки, Австралии. Глубина его отложения сильно варьирует от немногих десятков до сотен метров, однако максимальное глауконитообразование приходится на глубины около 200 м, на так называемую иловую линию, т. е. глубину, от которой начинается господство глинистых осадков. К сожалению, генезис глауконита с химической точки зрения до сих пор не расшифрован, почему и причины тяготения глауконита к глубинам около 200 м нам неясны. В данном случае приходится оперировать его батиметрией просто как эмпирическим фактором.

Сопоставляя, как это сделано на рис. 18, батиметрическую локализацию кальцитовых, железистых, марганцовых и бокситовых оолитов, фосфоритов и глауконита, нетрудно видеть, во-первых, что все они укладываются, в общем, в рамки шельфа или лишь слегка выходят за его пределы и, во-вторых, что внутри шельфа перечисленные минералы выстраиваются в некоторый последовательный ряд, намечающий некоторую внутришельфовую минералогическую зональность. От берега до немногих метров глубины располагаются кальцитовые оолиты, за ними до 50—60 м следуют оолиты бокситовые, железистые, марганцовые (вероятно, в порядке их перечисления), затем на глубинах 100 ± 50 м располагаются фосфориты и около иловой линии (200 ± 100 м) — глауконит. Указанные минералогические зоны шельфа следует понимать, конечно, лишь как области, максимально благоприятные для возникновения свойственных им минералов, и как главную арену их генезиса. В действительности образование каждого минерала заходит иногда за границы зон, откуда и возникают сложные минералогические комплексы: железисто-фосфатовый, фосфато-глауконитовый, марганцово-фосфатовый и др. Но даже и при наличии такого рода захождения друг за друга ареалов отдельных минералов общая зональность хемогенного минералообразования на шельфе в настоящее время вырисовывается достаточно отчетливо и может служить для целей реконструкции батиметрии водоемов геологического прошлого.

Что касается петрографических признаков осадка как такового, его структуры и текстуры, то в этом отношении для батиметрии удастся использовать лишь немного. Грубозернистые — гравийные, грубопесчаные, ракушечниковые — осадки, с неправильной невыдержанной слоистостью, со следами перерывов и переотложения только что отложенных слоев, указывают на условия мелкого моря, на отложение осадка в области действия волнений, хотя в некоторых случаях почти все эти особенности могут быть вызваны действием сильных волнений и на относительно глубоком месте. Разобраться в этой неопределенности позволяет палеогеографическая карта. Если перечисленные признаки осадка проявляются в периферической области развития изучаемых пластов, вблизи предполагаемой береговой линии, они могут толковаться только как свидетельство мелководности зоны. При их констатации внутри широкого ареала развития морских пород

следует думать о действии глубинных течений. Отсутствие указанных выше структурных и текстурных признаков в осадке обычно истолковывают как указание на относительную глубоководность его отложения, но исключений и отклонений здесь может быть еще больше.

Вообще относительно признаков глубины отложения ископаемых осадков необходимо иметь в виду следующее. В то время как существует ряд прямых и достоверных положительных критериев мелководности осадка (т. е. его принадлежности к неритовой зоне), положительные и прямые критерии глубоководности (т. е. осаджения в батинальной и абиссальной областях) отсутствуют. Отсюда, естественно, получается, что определение мелководности ископаемых фаций только в редких случаях бывает затруднительным и спорным, определения же глубоководности, как правило, всегда страдают условностью, мало надежны и неубедительны. Как только мы переступаем изобату, примерно 200 м, и переходим в зону илистых отложений, все черты осадков — фаунистические, минералогические — нивелируются, сглаживаются, унифицируются и изменение глубин на сотни и даже тысячи метров не находит себе эквивалентного отражения в осадке. В этом роковая для палеогеографических реконструкций ископаемых морей особенность морской седиментации. Отправляясь от предполагаемой древней береговой линии, мы обычно можем различить осадки литоральные и верхней четверти шельфа от осадков его середины и низов, но дальше все сливается в единую «серую массу» нерасчленяемых батиметрически, обычно глинистых, осадков центральных частей моря. Определение истинных глубин этой центральной котловины по ее осадку остается задачей, пока в подавляющем большинстве случаев неразрешимой.

Исследования последних лет показали все же, что и в этой области порой, при подходящем стечении обстоятельств, могут быть получены весьма интересные и достоверные результаты.

Мы имеем в виду последние работы в области изучения артинских (нижнепермских) пород Башкирского Приуралья, проведенные Д. Ф. Шамовым (г. Уфа). Здесь наблюдаются следующие соотношения. В западной полосе Приуралья за артинское время накопилась огромная, до 1200 м, толща рифовых известняков, сложенных кораллами, морскими лилиями, фузулинами, водорослями; по всем признакам толща эта отложилась на глубинах от нескольких до немногих десятков метров. К востоку рифовая фация сменяется толщей всего в 90—120 м тонкозернистых карбонатно-глинистых пород с остатками главным образом планктона (радиолярии) и губок и с редкими фузулинами; в составе этой толщи удается распознать все те же стратиграфические горизонты, что и в рифовой фации. Переход рифовой фации в карбонатно-глинистую постепенный, без тектонических нарушений. О чем говорят эти соотношения? Накопление мощной толщи мелководных рифовых осадков возможно лишь при условии одновременного прогибания, погружения морского дна, которое компенсировало прирост осадка и не давало возможности котловине совсем заполниться осадком. За артинское время площадь рифов прогнулась таким образом на 1200 м. Но если это так, то, очевидно, и соседняя зона маломощных карбонатно-глинистых осадков должна была погрузиться на те же 1200 м, что и рифы, но только здесь осадок по своей маломощности не компенсировал прогибания. Отсюда логически вытекает, что к концу артинского времени глубина области карбонатно-глинистой фации должна была достигать по крайней мере 1000 м.

Этот частный случай сам собой напрашивается на обобщение. Совершенно тот же прием применим, очевидно, во всех случаях, когда мощность осадка центральных частей моря заметно меньше мощности его мелководных осадков. Самое вычисление глубины этих центральных частей моря для любого момента седиментации может идти по формуле:

$$H = M + h - m$$

где H — искомая глубина центральной фации, M — мощность соседней мелководной фации к моменту, на который ведется расчет, h — средняя предполагаемая глубина отложения этой мелководной фации и m — мощность центральной фации к рассчитываемому моменту. Понятно, что H в данном случае дает только верхний предел глубин, а не истинную глубину центральной котловины, которая, возможно, была еще большей.

Когда мощности центральных фаций больше мощностей прибрежных, наша формула, конечно, неприменима, и вся проблема батиметрии центральной котловины моря повисает в воздухе.

Из сказанного явствует, что в вопросе об определении глубин ископаемых морей исследователь, если он хочет быть максимально объективным, должен всегда базироваться не на одном каком-либо признаке, а на совокупности их, одни данные проверять другими, не довольствоваться достигнутым до него, искать новые пути и возможности для проникновения в «туманные дали» батиметрии морей прошлого. В этой области работа лишь начинается, и нас ждет много неожиданных и интересных открытий.

7. Некоторые закономерности в размещении шельфовых фаций современных морей и их значение для палеогеографии морей прошлого

Для фациального анализа ископаемых морских отложений существенно знание некоторых закономерностей осадкообразования, касающихся главным образом мелководных, шельфовых областей моря, т. е. тех именно фациальных зон, которые были наиболее распространены в геологическом прошлом. Закономерности эти разъяснены за последние 15—12 лет работами американских и некоторых советских ученых (Ф. Шепарда, П. Траска, М. В. Кленовой, А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова).

В 1932 г. Фрэнсисом Шепардом была опубликована серия мелко-масштабных карт осадков шельфовой зоны из самых разнообразных участков земного шара: вдоль восточного побережья Северной Америки, Мексиканского залива и Южной Америки от о. Тринидада до Рио-де-Жанейро; вдоль калифорнийского побережья Северной Америки, вдоль побережья Азии от устья Ганга до Сахалина включительно, вдоль европейского побережья от Испании до Норвегии и Баренцова моря. Эти карты были построены в основном на изучении морских навигационных карт, на которых, помимо отметок глубин, наносятся обычно также сведения о грунтах; определения грунта давались макроскопически, без лабораторного изучения, и потому, конечно, карты Шепарда могут рассматриваться лишь как первое, грубое приближение к действительности. Тем не менее и в таком несовершенном виде они представляют для нас большой интерес, тем более что детальное изучение отдельных морей — калифорнийского побережья, Баренцова моря, Черного моря, Каспия, Ламанша, Северного моря — дает в общем сходные результаты.

По представлениям, господствовавшим до недавнего времени, а отчасти удерживающимся и донныне, в мелководной зоне по направлению

от берега в открытое море имеет место постепенная смена грубозернистых осадков все более тонкозернистыми: гравий и грубые пески сме-

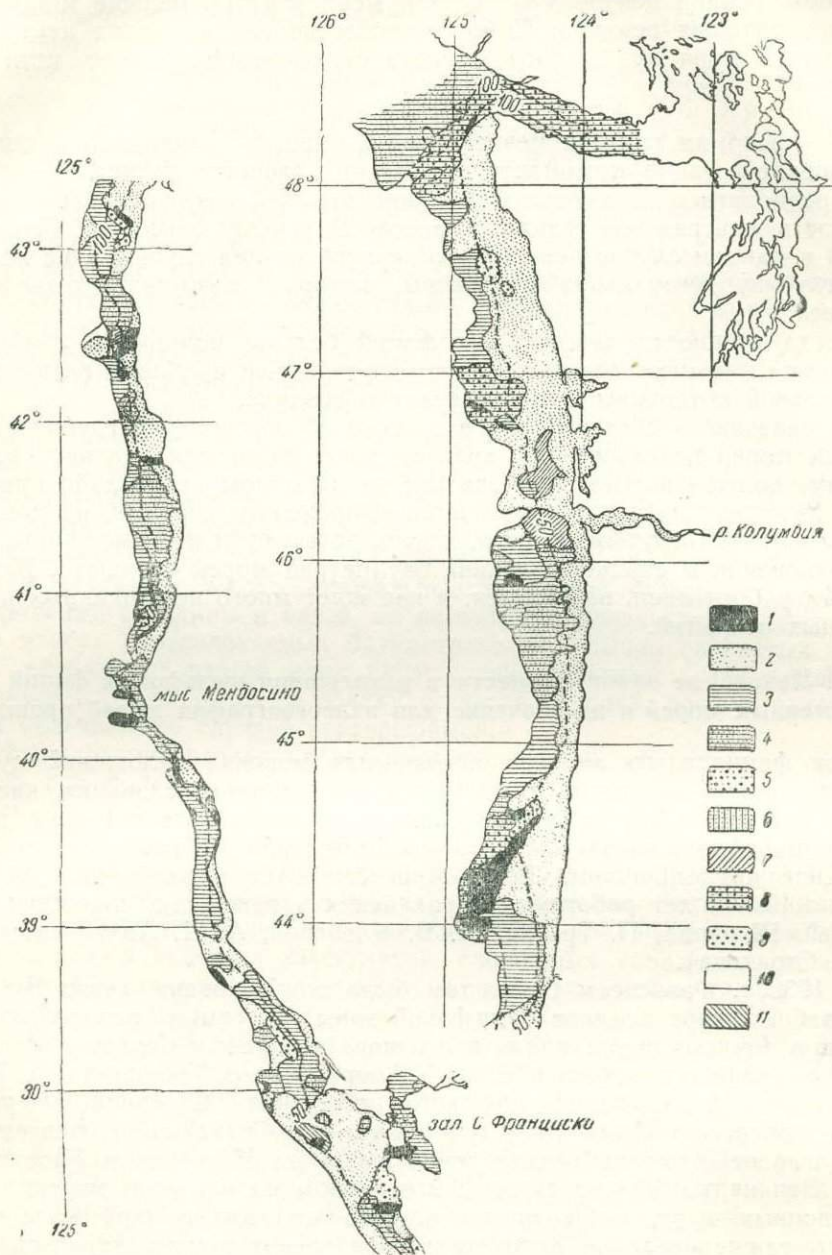


Рис. 19. Схема распределения осадков на шельфе на тихоокеанском побережье Северной Америки от С. Франциско до залива Хуан-де-Фуке (по Шепарду).

1—скальный грунт; 2—песок; 3—глина и сilt (песчанистая глина) 4—песок и глина; 5—песок и гравий; 6—ракушечники с примесью песка 7—песок с примесью раковин и глины; 8—песок с примесью гравия и глины; 9—гравий 10—осадки не известны, 11—ракушечники, песок и гравий

няются тонкозернистыми песками, последние — песчанистым илом и затем — илом, лишенным песка. Карты Шепарда показывают, что такого

рода простая и ясная картина встречается скорее в виде исключения, а не как правило. Типичным ее примером служат отрезки карт калифорнийского побережья и восточной Азии, изображенные на рис. 19, 20, 21. Гораздо чаще, однако, наблюдаются отклонения от этой кар-

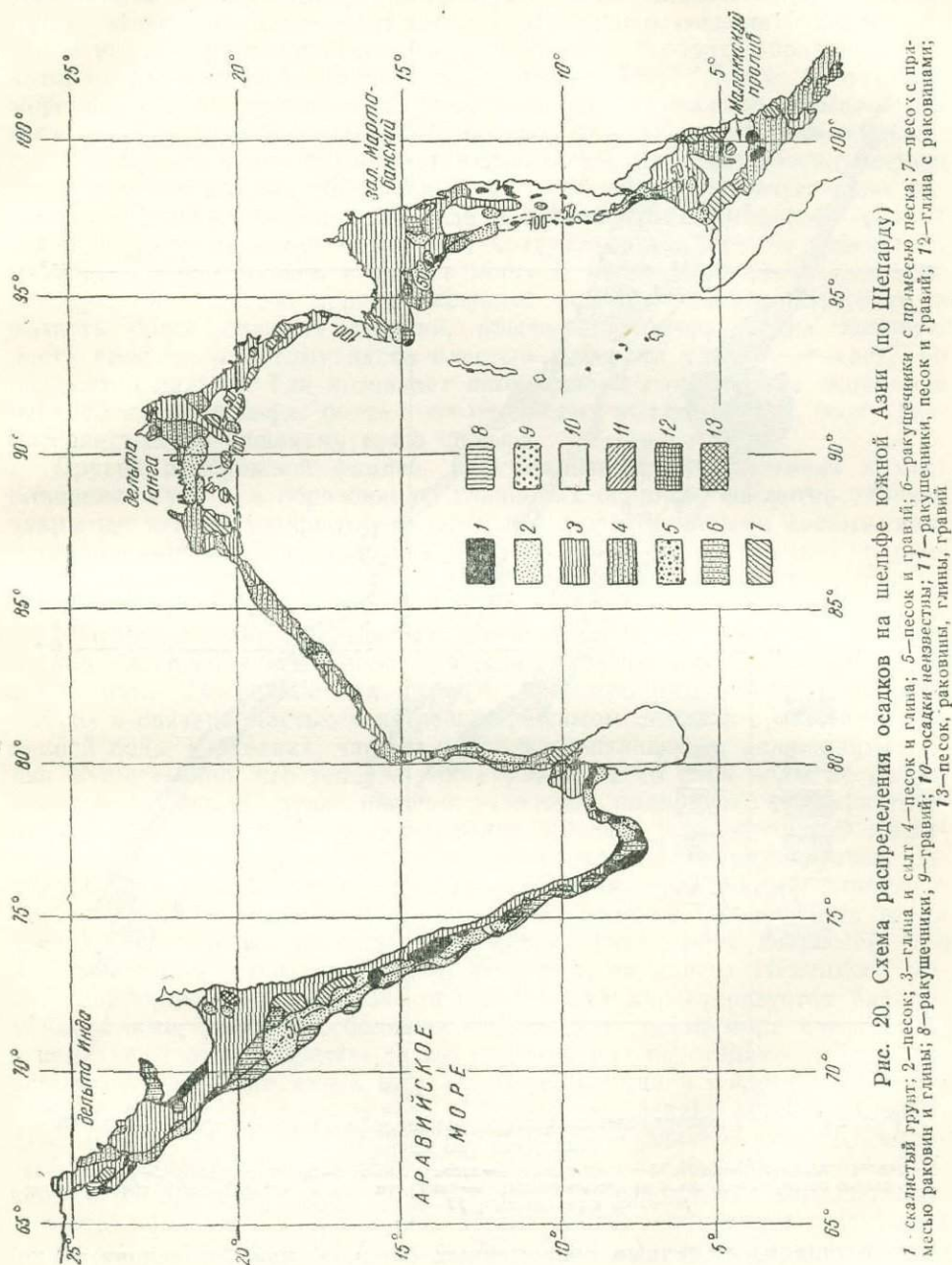


Рис. 20. Схема распределения осадков на шельфе южной Азии (по Шепарду)

1 - склизистый грунт; 2 - песок; 3 - глина и сугл; 4 - песок и глина; 5 - песок и глина; 6 - ракушечник с примесью песка; 7 - песок с примесью раковин и глин; 8 - ракушечник, песок и гравий; 9 - гравий; 10 - осадки известлясы; 11 - ракушечник, глина, гравий; 12 - глина с раковинами; 13 - песок, раковины, глина, гравий

тины. Глинистые осадки, например, очень часто располагаются прямо в прибрежной полосе моря и окаймляются по внешней части шельфа песками. В других случаях илы образуют более или менее крупные пятна внутри песчаной полосы. Пески часто не показывают никаких признаков измельчения по мере удале-

ния в открытое море и углубления шельфа; напротив, существуют случаи погребения осадка в этом направлении, вплоть до образования гравийных полей. В некоторых случаях на значительных участках шельфа и даже в верхней части континентального склона обнаружива-

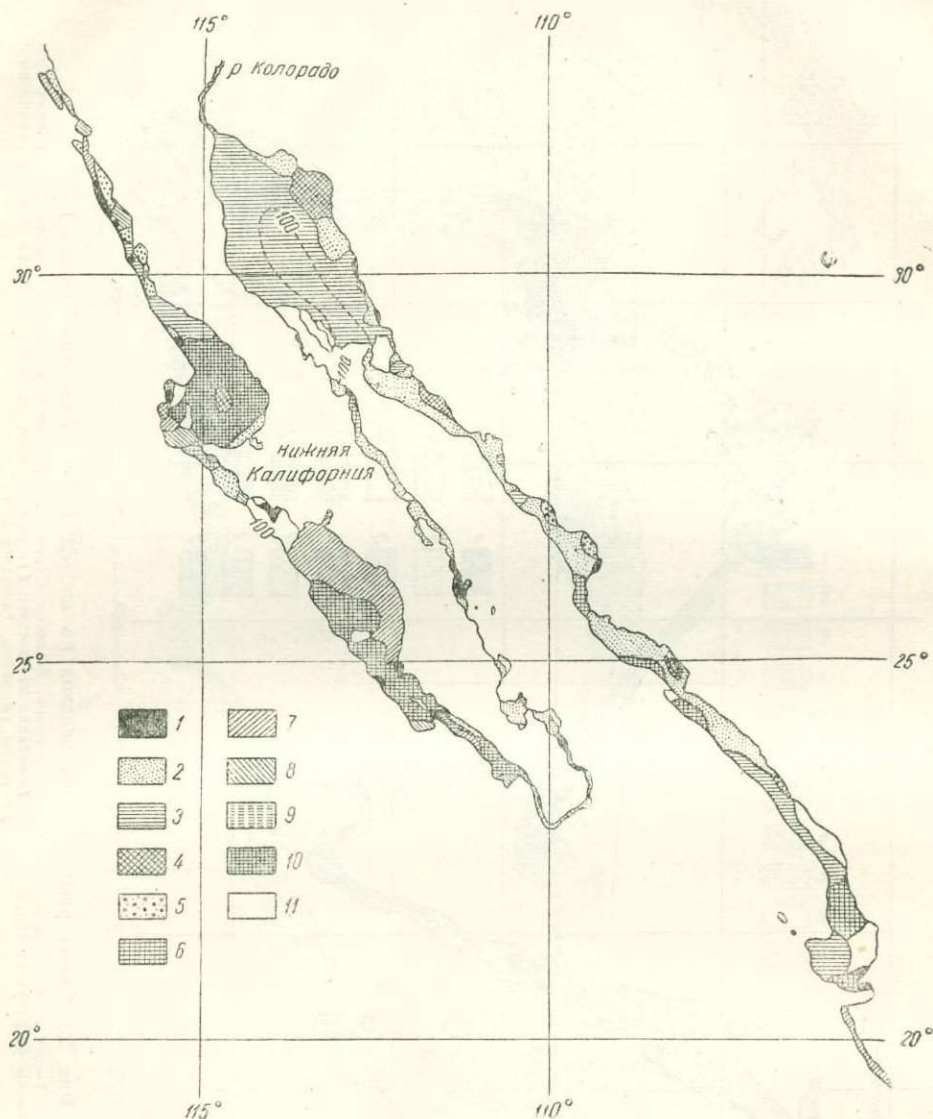


Рис. 21. Схема распределения осадков на шельфе северо-западной Мексики и Калифорнии (по Шенарду)

1—скальный грунт; 2—песок 3—глина и силт; 4—песок и глина; 5—песок и гравий; 6—ракушечники с примесью песка; 7—то же, с примесью глины; 8—ракушечники с примесью песка и гравия; 9—ил; 10—глина с раковинами; 11—осадки неизвестны

ются площади, лишённые современных осадков, как бы «окна», в которых проступают на дне моря более древние слои. Если добавить к этому лоскутное, пятнистое залегание ракушечников среди терригенных осадков, то станет очевидной вся сложность и прихотливость распределения на шельфе современных отложений.

В этой прихотливой и изменчивой картине можно все же уловить несколько простых закономерностей. Так, главная масса крупных пятен

и полос прибрежных иловых отложений теснейшим образом связана с устьевыми частями крупных равнинных рек. Это наблюдается у рек: Амазонки, Ориноко, Миссисипи, Ла-Плата, Сан-Франциско, Гаронны, Эльбы, Менам, Ян-Цзы-Цзян, Хуан-Хе, Ирравади, Инда, Дона, Днепра, Волги. У всех этих речных артерий мощный илистый язык выходит из устья (или из дельты) и под воздействием господствующего течения на шельфе заворачивает в ту или иную сторону, образуя на некотором расстоянии глинистую прибрежную зону. Далее в открытое море эти полосы приустьевых глинистых илов сменяются нормальными песчаными осадками шельфа. Интересно, что глинистые речные выносы отличаются часто большой тонкозернистостью. Их возникновению благоприятствуют два обстоятельства: 1) отсутствие в приустьевых частях рек сильных морских течений и постепенное замедление речной струи по мере ее входа в море, 2) коагуляция тончайшего глинистого материала под влиянием катионов морской воды. По мере отодвигания от берега в открытое море вынесенный рекою материал поступает в область более сильных течений, обычно характеризующих нижнюю часть шельфа, и потому здесь илистый материал уже не оседает, но выносится дальше. Так возникает аномальное распределение осадков в верхней части шельфа: более тонкозернистых вблизи берега, более грубозернистых по внешнему краю шельфа.

Другой прибрежной фацией, максимально приспособленной к улавлению мути и к образованию глинистых осадков, являются заливы, закрытые или полузакрытые от волнений моря песчаными косами, как, например, заливы Венецуэльский, Персидский и др. Их осадки, по данным Траска, отличаются исключительной тонкозернистостью, равной тонкозернистости илов глубокого моря.

В открытой части шельфовых морей пятна глинистых осадков среди песков или песчанистых илов возникают обычно в той или иной связи с течениями. Последние на шельфе довольно разнообразны, иногда сильны и связаны частью с ветровым режимом Земли и с общей циркуляцией воды в океанах, частью с приливно-отливными движениями воды. Существенно, что течения захватывают часто слои воды до значительных глубин. В случае наличия заметного подводного рельефа течения смывают с подводных возвышенностей весь тонкозернистый глинистый материал, в прилегающих же западинах он аккумулируется. Западины дна шельфа являются, таким образом, ловушками тонкозернистых частиц и вместилищем глинистых осадков, образующих пятна среди более грубых песчаных отложений. Такая роль депрессий, как ловушек глины, отчетливо видна, например, на картах Немецкого моря, где бороздина у норвежского побережья характеризуется илистыми осадками, тогда как большая мелководная часть моря дает пески; с наименьшей отчетливостью те же соотношения проступают в Баренцовом море, где депрессии к югу от Шпицбергена и к северу от полуострова Рыбачьего дают глину, а отмели посередине моря — песчанистые осадки. Но с наибольшей отчетливостью влияние рельефа выявлено на участке калифорнийского побережья, исследованном П. Траском и Ф. Шепардом. Как видно из рис. 22, топография дна здесь отличается большой сложностью. После узкой собственно шельфовой площадки идет серия глубоких (1000—3600 м) котловин или, как их здесь называют, бассейнов, с крутыми стенками и плоским дном, разделенных гребнями, частью подводными, частью же выступающими и над водой в виде гористых островов. За пределами последнего выступа располагается крутой собственно континентальный склон, ведущий к океаническому дну. В распределении осадка по указанным элементам рельефа обнаруживается строгая закономерность. На прибрежном

шельфе более мелководные части покрыты песком, более глубокие на ряде участков — песчано-глинистыми отложениями. В зоне «бассейнов» на поверхности «хребтов» и на их склонах отлагаются обычно пески и ракушечники, во многих случаях не отлагается ничего

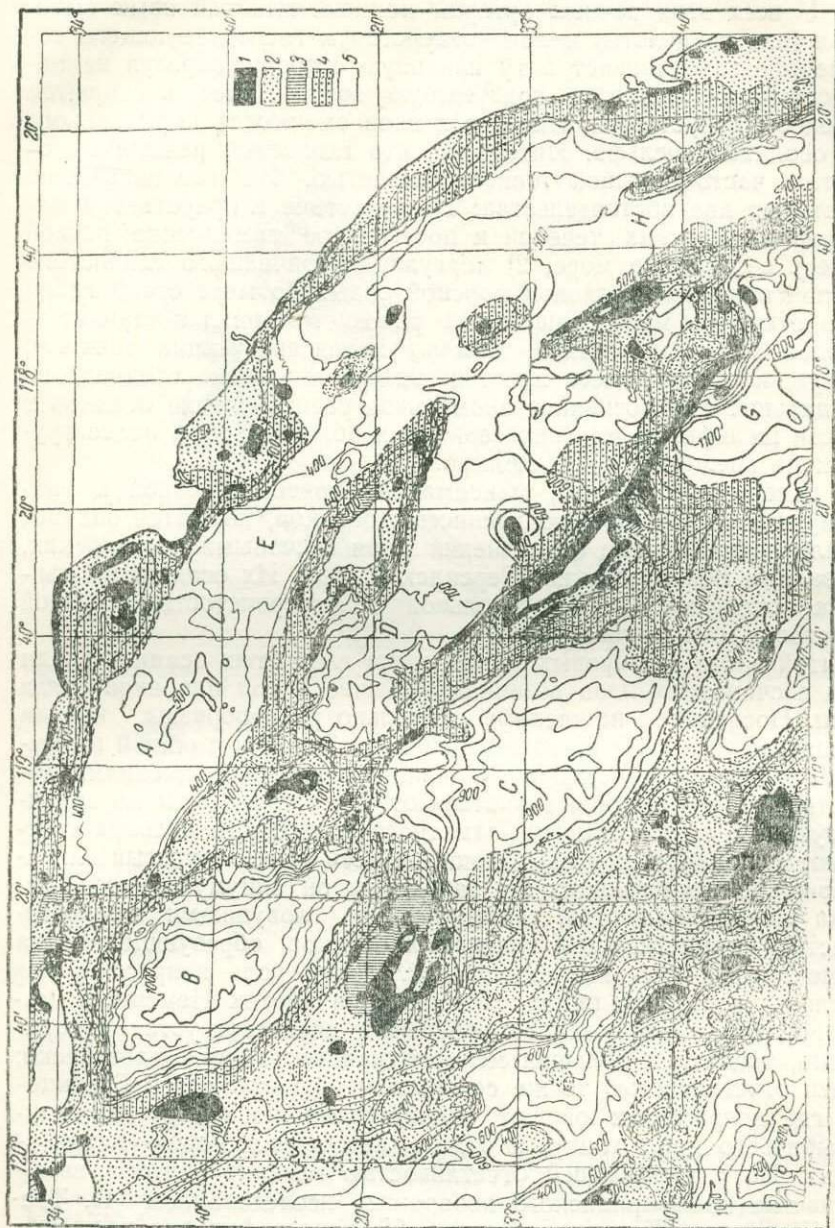


рис. 22. Схематическая карта распределения осадков на шельфе калифорнийского побережья (по Ч. Шепарду)

А—котловина Санта-Моника, В—котловина Санта-Круц, С—котловина св. Николая, D—котловина Каталина, E—котловина Сан-Педро, G—котловина св. Клементя, H—котловина Сан-Диего

1—скалистый грунт, 2—песок, 3—известковые отложения, 4—илы и песок, 5—ил

Область «скалистых грунтов» может быть местам покрыта тонким слоем осадка. «Песок» по периферии подзатий часто состоит из раковин форам (главн. обр.) и глаукоциты. Глубины даны через 100 фатомов (=182 м)

и располагаются «скалы», где проступают более древние породы (миоцен-плиоцен). На дне «бассейнов» накапливаются тонкозернистые глинистые осадки с содержанием карбонатов от 7 до 25% и органического вещества до 4—6%. Такого рода локализация осадков, по данным Траска и Шепарда, — прямое следствие течений, частью поверхностных, частью глубоких, связанных с приливно-отливными движениями воды. Нужно думать, что большинство других случаев нахождения глинистых

пятен среди песчаных полей шельфа (и, наоборот, песчаных среди иловых) имеет причиной аналогичное сочетание топографии дна с действием течений.

Все же имеются несомненные, хотя, может быть, и не очень распространенные случаи, когда локальное обогащение илом мелководных осадков не имеет отношения к топографии морского дна, но зависит исключительно от действия течений. Такого рода условия реализуются в затишных, прибрежных зонах, а также на участках с неустойчивым движением воды, где соприкасаются течения противоположного направления, взаимно тормозящие друг друга. Примером прибрежных затишных зон с илистым осадком является область от р. Печоры до южной оконечности Новой Земли в Баренцовом море. Область противоположно направленных или неустойчивых течений намечается, во-первых, в северной части Баренцова моря, где ей отвечает полоса илов, пролегающая через разные элементы подводного рельефа, и, во-вторых, в Черном море (рис. 23), где с нею связана срединная полоса серой глины, протягивающаяся от выступа азиатского берега на юге до Крыма на севере. В Черном море, как известно, существуют два кругообразных движения воды, идущих против часовой стрелки, — одно в западной половине моря, другое — в восточной. В полосе отложения серой глины эти течения направлены в прямо противоположные стороны, что вызывает их торможение и оседание здесь тонкого илового материала.

Что касается нахождения на нижней части шельфа осадков более грубозернистых, чем на верхней его половине, то основной причиной здесь также является обычно действие течений, но сильных, уносящих более мелкий материал. В некоторых случаях (Агульяская банка у южной оконечности Африки) имеет место не только замедленное отложение, но даже размыв течениями ранее отложенных осадков. Таким образом, эффект действия течений весьма разнообразен.

На нижней части шельфа и в начале континентального склона в случае их заметной крутизны современные осадки в ряде мест отсутствуют в силу их подводного оплывания, соскальзывания. Эти явления подробно изучены в Черном море и описаны А. Д. Архангельским и автором. На площадях соскальзывания выходят более древние породы, в прилежащих же (снизу) районах склона развиваются своеобразные брекчии, состоящие из крупных и мелких кусков ила, порой прихотливо измятых (рис. 24).

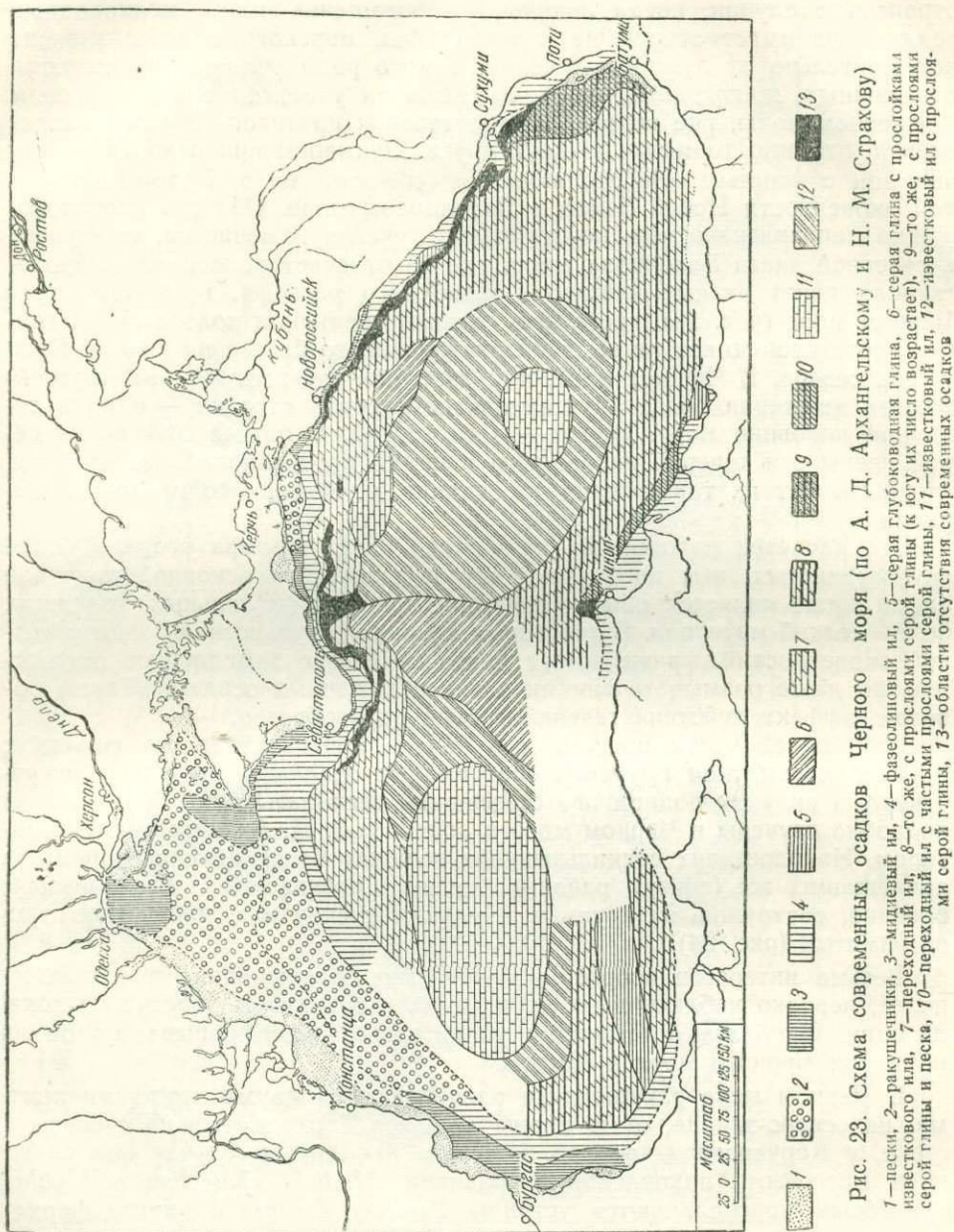
Весьма интересен вопрос о механизме формирования ракушечных полей, нередко наблюдаемых на шельфе, и о закономерностях их локализации. Наиболее отчетливо и убедительно расшифровывается он на примерах Черного моря и Каспия.

В Черном море ракушечники располагаются двумя крупными полями: на северо-западе, от г. Варны до мыса Тарханкут, и на северо-востоке, у Керченского пролива. И в том и в другом случае они слагаются массовыми накоплениями раковин *Modiola phaseolina* и *Mytilus*, к которым присоединяются устрицы *Cardium*, *Loripes* и другие формы.

Вообще говоря, развитие ракушечников может иметь место при достаточно различных условиях. Оно может обуславливаться особо большой продуктивностью морского дна, т. е. избытком живущих здесь донных организмов, раковины которых подавляют приносимый обломочный материал и маскируют его. Но оно может зависеть и от прямо противоположной причины — особо малого приноса терригенных частиц, которые теряются в остатках донных организмов и не влияют на состав и характер осадка. Наконец, возможно, что в некоторых случаях

возникновение ракушечников определяется сочетанием обеих указанных выше причин.

Для Черного моря вопрос решается совершенно однозначно изучением мощностей как самих ракушечников, так и окружающих их или-



1—пески, 2—ракушечники, 3—милевый ил, 4—физиолиновый ил, 5—серая глубоководная глина, 6—серая глина с прослойками известкового ила, 7—переходный ил, 8—то же, с прослойками серой глины (к югу их число возрастает), 9—то же, с прослойками серой глины и песка, 10—переходный ил с частыми прослойками серой глины, 11—известковый ил, 12—известковый ил с прослойками серой глины, 13—область отсутствия современных осадков

стых осадков. В северо-западном ракушечном поле мощность осадка колеблется в пределах от 25 до 10 см. Мощности свыше 50 см здесь почти не встречаются и характеризуют почти исключительно прибрежные песчаные и лиманные отложения. Наоборот, в районе илистых отложений к югу от Крыма мощности, как правило, свыше 50 см и на большей части площади даже выше 100 см. В прикерченском ракушечном поле мощности незначительны — от 10 до 40 см; в прилежащих

же илистых районах, особенно по кавказскому побережью, мощности возрастают до 100 и даже до 200 см. Таким образом, создается отчетливая картина сильного понижения мощностей осадка в ракушечных полях сравнительно с мощностями синхроничных им глинистых осад-

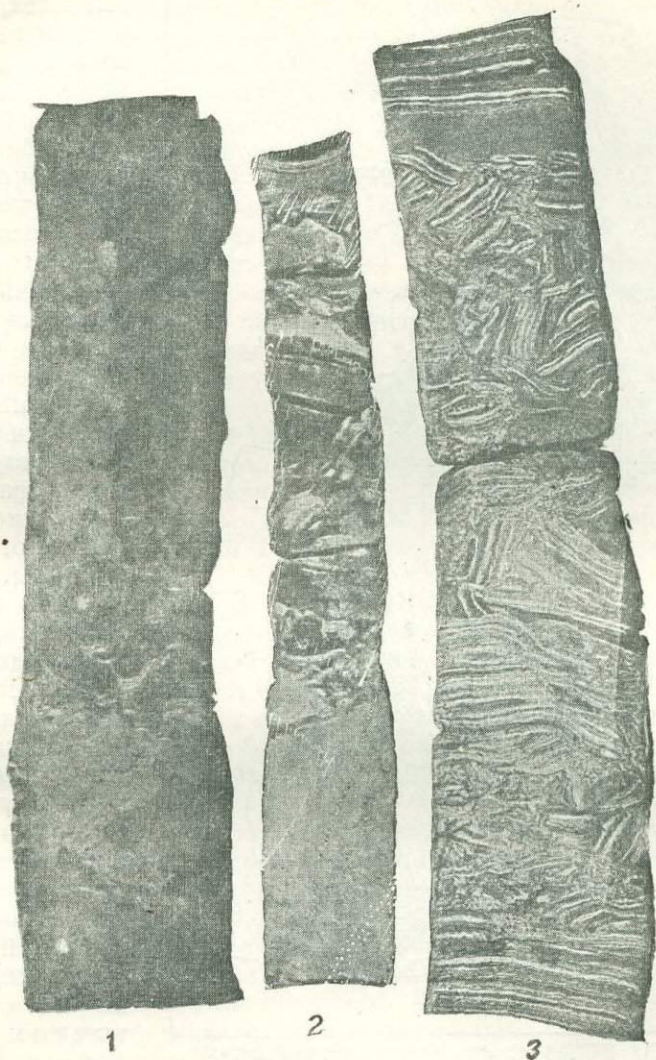


Рис. 24. Оползневые дислокации в черноморских осадках
 1—угловатые и эллипсоидальные куски черного и глинисто-известкового ила, вдавненные в новоевксинскую глину, 2—брекчия из угловатых и обтертых галькоподобных кусков черного ила, глинисто-известкового ила, микро-слоистой глины; в нижней части—серая новоевксинская глина, 3—брекчия из кусков глинисто-известкового ила между двумя ненарушенными слоями того же ила

ков. Эта закономерность решает вопрос о механизме образования черноморских ракушечников.

Если бы главнейшей причиной развития ракушечников была высокая продуктивность бентоса, тогда мы должны были бы наблюдать в ракушечном поле не уменьшение, а, наоборот, увеличение мощностей. Действительно, в этом случае получилось бы, что к одинаковому количеству обломочных частиц здесь присоединяется избыточное количество (по сравнению с остальными районами) раковинного материала.

Понятно, что получающаяся отсюда суммарная мощность осадка должна быть значительно выше обычной. Так как в ракушечных полях происходит в действительности не увеличение, а уменьшение мощности

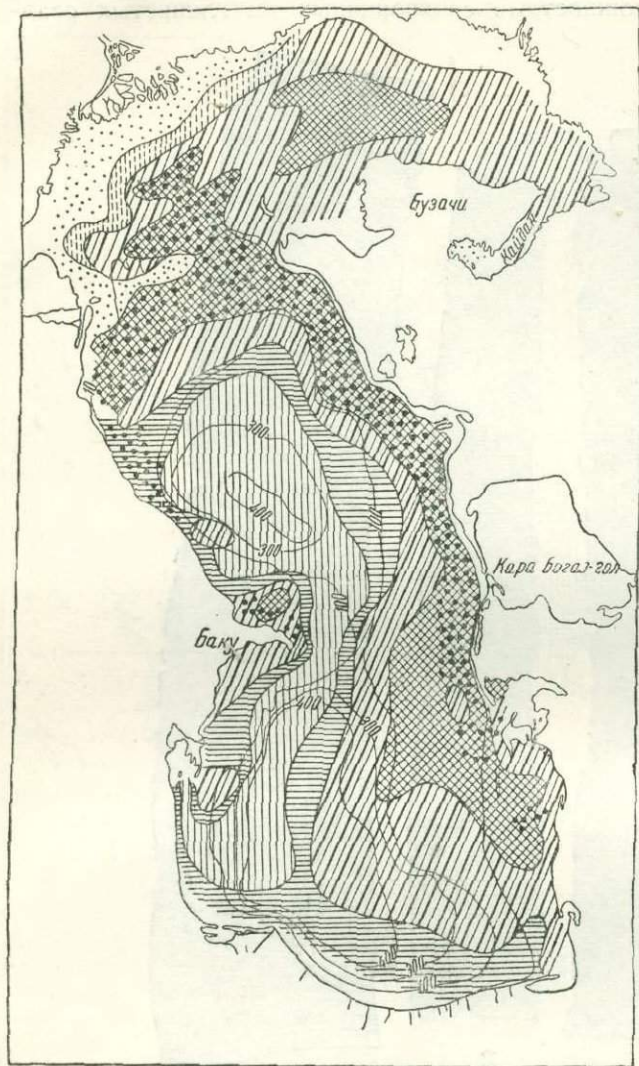


Рис. 25. Распределение карбонатов в Каспийском море (по данным В. П. Батурина, М. В. Кленовой, А. Ф. Носова, С. Г. Саркисян)

1—меньше 5%	карбонатов на сухую навеску породы
2—от 5 до 10%	" " " "
3—от 10 до 15%	" " " "
4—от 15 до 20%	" " " "
5—от 20 до 50%	" " " "
6—больше 50% (до 95,8%)	" " " "
7—ракушечники	

осадка, то отсюда вытекает, что решающей причиной образования ракушечников является не избыточная продуктивность бентоса, а недостаточный принос обломочного материала. Возможно, что местами в области ракушечников наблюдается и повышенная продуктивность бентоса, однако эти местные особенности не меняют общей картины. Можно сказать что черноморские ракушечники это; в сущности, илы, из которых как бы удален избыток терригенного материала, и потому, естественно, произошло обогащение осадка раковинами. Районы развития ракушечников в Черном море — это участки шельфа, на которые обломочный материал приносится в недостаточном количестве; площади же развития илов — это участки нормального или даже избыточного поступления терригенных частиц.

Сопоставив такой характер осадкообразования на различных участках черноморского шельфа с характером примыкающих побережий, легко поймем факторы, определяющие локализацию ракушечных полей. Мощные терригенные осадки развиты в основном у высоких энергично размываемых гористых берегов, имеющих

сложное строение, каковыми являются южный берег Крыма, кавказское и малоазиатское побережье. Поля малоомощных ракушечников, почти чистых от терригенных частиц, примыкают на северо-западе Черного моря и у Керченского пролива к низменным, слабо размываемым берегам, в строении которых к тому же большую роль играют известняки.

Совершенно те же факторы определяют развитие ракушечников в Каспийском море. Как видно на рис. 25, огромное поле их занимает северную мелководную часть моря, вне глинистых языков, выходящих из рек Урала, Волги и Терека. Отсюда длинный пояс ракушечников тянется вдоль восточного побережья Каспия почти до крайнего юго-восточного угла моря. Во всех этих местах побережье низкое, примыкает к пустыне и потому не дренируется. Принос обломочных частиц здесь сведен к минимуму, и содержание CaCO_3 доходит до 70—95%. Вдоль западного и южного краев шельфа, где он подходит к Кавказу и Эльбрусу и где в Каспий впадают многочисленные мутные горные реки (Сулак, Кура), накаплиются пески и глины; ракушечники исчезают. Ослабленный принос терригенных частиц у низких, плохо дренируемых берегов, особенно в зоне засушливого климата, является, по видимому, фактором, регулирующим распределение ракушечников и в других местах шельфа вообще. По крайней мере, многие авторы (Шепард, Терсье и др.) думают таким образом. Показательно, что наибольшие по площади ракушечные поля развиты вокруг полуострова Флориды (очень низменный берег), по внешнему берегу полуострова Калифорнии (то же), у берегов Франции и Англии. Приуроченность коралловых рифов к районам с чистой водой (и, следовательно, крайне ослабленным поступлением терригенных частиц) общеизвестна.

Описанные закономерности пространственного размещения фаций в области современного шельфа имеют существенный интерес для палеогеографа, так как позволяют поставить и при подходящих обстоятельствах решить для ископаемых водоемов ряд вопросов, касающихся детализации их физико-географической обстановки. Действительно, если исследователь располагает фациальной картой достаточно крупной площади, дающей разнообразные типы мелководных отложений, он всегда должен иметь в виду, что фациальная изменчивость может указывать: а) на местный привнос частиц крупными речными водотоками глины (вблизи берега); б) на неодинаковый характер побережья, то гористого, хорошо дренируемого, то плоского, лишённого стока; в) на неровности дна бассейна; г) на действие течений. Для решения этих вопросов в каждом данном случае, — как вообще в фациальном анализе, — нет ни готовых рецептов, ни шаблонов, но вкратце изложенные выше данные по осадкообразованию на современном шельфе могут дать толчок мысли в нужном направлении.

8. Об отражении климатических условий на осадкообразовании в море

Известно, что на осадкообразовании континентов климатическая обстановка отражается с большой ясностью, почему континентальные фации — особенно хемогенные — и являются надежным средством для разъяснения климатической зональности прошлых геологических эпох. Естественно проанализировать тот же вопрос применительно к ископаемым морским водоемам.

Вообще говоря, морская водная среда по самому существу своему мало приспособлена к реагированию на климатические различия. Климат есть сочетание некоторого температурного режима с режимом метеорных осадков. Для океанов в целом и для открытых морских водоемов режим выпадения осадков, очевидно, значения иметь не может.

Общая соленость воды и состав ионов, как известно, под всеми широтами в океанах и морях одни и те же и от метеорных осадков не зависят в сколько-нибудь заметной степени. Что же касается температурного режима, то он различен под разными широтами, однако различия эти охватывают лишь верхние 100—150 м воды, сравнительно невелики по амплитуде и, что особенно важно, в таком виде лишь едва-едва могут влиять на химические процессы, протекающие в воде. Естественно, что при таких условиях климатический режим моря лишь слабо отражается на его седиментации.

И все же, если взять океанические водоемы в целом, для современного момента и для любого периода геологического прошлого, в их донных илах можно найти ряд черт, обязанных, несомненно, влиянию климата. Наиболее отчетливо проявляются они в арктических зонах. Благодаря наличию ледников, сползающих с континентов и островов, и разносу ими несортированного валунного и моренного материала, осадки как прибрежных, так и глубоких частей арктического моря приобретают характер гляциально-морских отложений. В основе это — терригенные илы или пески с обильными включениями крупных и мелких валунов (несортированных). Карбонатов кальция в осадке крайне мало или почти нет, а когда они имеются, то представлены исключительно раковинными остатками; хемогенный кальцит, насколько мы знаем, повидимому, отсутствует нацело. Это обстоятельство не случайно, но стоит в связи с тем, что вода полярных водоемов, по расчетам Г. Ваттенберга, С. В. Бруевич и других, из-за ее низкой температуры, как правило, недосыщена CaCO_3 , который удерживается в растворе. Напротив, в связи с обильным цветением в полярных водах диатомей — типичных холодолюбивых форм, гляциально-морские арктические осадки обогащены кремнеземом (раковинки), а по южной окраине арктической и антарктической областей даже переходят в диатомовые илы. Такое тяготение кремнистых фаций к холодным областям мы наблюдаем и в прошлом со времени появления диатомовых в истории Земли, т. е. с юрского периода. Для более ранних эпох не имеется фактических данных.

В областях влажных климатов — умеренного и тропического — влияние климатического режима сказывается почти исключительно в прибрежных мелководных частях океана и в его глубоко вдающихся в сушу заливах. Обильные водотоки, дренирующие сушу влажных климатов, выносят в море огромную массу обломочных частиц, и потому именно зоны моря, примыкающие к влажным континентам, особенно «приспособлены» к терригенной седиментации. С речными же водами, а также путем непосредственного высачивания подземных вод в ряде береговых участков, в море вносится главная, подавляющая часть растворенных Fe, Mn, Al_2O_3 ,* выщелачиваемых из коры выветривания континентальных массивов. Поскольку все эти элементы, как показали непосредственные определения Томсона, Робинсона и других исследователей, очень неустойчивы в морских растворах, они быстро выпадают в мелководной области еще в пределах терригенной седиментации, обогащая осадки железистыми материалами. Области мелкоморья, примыкающие к зонам влажных климатов, являются поэтому главными аккумуляторами Fe, Mn и Al_2O_3 (окисного, не силикатного), и в ряде случаев именно в этих зонах, особенно в тропической и в субтропической, возникли в прошлом огромные (по человеческим масштабам) железорудные, марганцеворудные и бокситовые накопления. Вместе с тем, благодаря прогрессирующему повышению

* В настоящее время выясняется, что рудные концентрации перечисленных элементов не возникают в результате привноса их поверхностными водостоками.

температуры, в верхних слоях воды теплых морей органический мир становится гораздо богаче по видовому составу и крупнее по размерам. Крупные, с богатой скульптурой гастроподы, двустворки, коралловые заросли, мшанки, обилие крупных донных фораминифер в современный геологический момент и в прошлом характеризуют мелководье теплового тропического пояса. Повышение температуры имело и другое характерное следствие: появление настоящего хомогенного CaCO_3 как составной части морских осадков, часто в очень крупных массах. Во внутриконтинентальных заливах, находившихся во влажных климатах, обилие поступающей речной воды приводило к постепенному их распреснению со всеми вытекающими отсюда следствиями, описанными выше.

На участках океанов, примыкающих к континентам аридной зоны, седиментация благодаря отсутствию речного стока приобретает главным образом карбонатный характер. CaCO_3 садится как в результате расцвета данной фауны и флоры (в виде их скелетных элементов), так и благодаря хомогенному выделению, особенно интенсивно идущему именно здесь. Наоборот, Fe, Mn, Al_2O_3 в осадках представлены крайне слабо, и железных, марганцовых, алюминиевых руд, как показало специальное изучение этого вопроса Н. М. Страховым, здесь, как правило, не возникает. Заливы, глубоко врезанные в море, в аридной зоне испытывают осолонение, и процессы седиментации в них идут в направлении, указанном выше (см. раздел 2 настоящей главы).

Все отмеченные до сих пор отличия в седиментации морей разных климатических зон сказываются, повторяем, в полной мере лишь в мелководной шельфовой области, точнее даже в верхней части ее. С углублением различия становятся менее яркими, сглаживаются и осадки постепенно приобретают однообразный, «унифицированный» вид. Это и понятно, ибо с углублением в море единственный климатический фактор, определяющий различия, — температура, постепенно выравнивается и перестает влиять на седиментацию. Существенно заметить, что одинаковые температуры в южных областях относятся к большим глубинам, чем на севере. Иными словами, углубление действует на осадок так же, как похолодание. Для правильного понимания изложенного нужно также иметь в виду, что различия морской седиментации в разных климатических зонах даже в области мелкоморья могут на отдельных участках сглаживаться под влиянием течений, которые переносят осадки из одной климатической области в другую; например, терригенный материал влажной тропической зоны попадает в зону моря, примыкающую к пустыне. Такое же значение имеют рельеф побережья и направление речного стока: например, Нил впадает в море в засушливой полосе, хотя питается осадками влажных тропиков. Таким образом, описанная выше схема есть только некоторая общая канва, которая в каждый конкретный геологический период проявляется то более ярко, то более бледно, но которая всегда лежит в основе морской седиментации и которую нужно иметь в виду при анализе морских фаций прошлого.

Итак, можно принять, во-первых, что климатические влияния сказываются в областях мелкоморья, т. е. в верхней части шельфа; во-вторых, что признаки этих влияний в морских осадках отчетливо улавливаются лишь тогда, когда оперируют материалом крупных участков, достаточно удаленных друг от друга по широте. Климатический анализ небольших, близко расположенных участков морских фаций всегда крайне труден и мало надежен, особенно если вспомнить, что изменения глубин здесь действуют так же, как изменения температуры.

9. О влиянии подводного вулканизма на осадкообразование в морских водоемах

До сих пор мы разбирали особенности морской седиментации, которые определяются чисто экзогенными или, как их называют иногда иначе, гипергенными поверхностными факторами: рельефом дна моря и прилегающих территорий, течениями, климатом и т. д. За последние 10—15 лет, однако, все больше выясняется, что гипергенные процессы — не единственные факторы, контролирующие морское осадконакопление, но что очень крупную роль, особенно в так называемых геосинклинальных морях глубокого геологического прошлого, играл вулканизм и, в частности, подводный вулканизм. Поэтому для понимания материала дальнейшей части курса представляется целесообразным кратко суммировать существующие материалы и представления.

К сожалению, современный подводный вулканизм и его влияние на осадконакопление остаются пока совершенно неизученными, и мы вынуждены базироваться исключительно на анализе ископаемого материала.

Наиболее ярким и бесспорным проявлением эффузий на морском дне является аккумуляция на определенных участках огромных масс лавового и пирокластического материала. Накопление этих масс происходит в общем так же, как и на континентах, но водная среда накладывает на аккумулирующийся материал своеобразный отпечаток. Так, застывание лав под водой приводило к образованию своеобразной округло-эллипсоидальной их текстуры, известной под названием подушечной, структура же основных лав приобретала черты диабазовой (выделение крупных кристаллов полевых шпатов раньше метасиликатов). Пепловый материал, попадая в подвижную водную среду, испытывал временами некоторую сортировку по крупности зерна, и отсюда — следы слоистости вулканических туфов. Взаимодействие пепла с катионами и анионами морской воды в некоторых случаях вело к значительному химическому изменению самого пеплового материала, его «подводному выветриванию» и к превращению в глинистые породы своеобразного минералогического состава (бентониты); по данным К. Гуммеля, при этом может идти образование и других железистых алюмосиликатов типа лептохлоритов. Все эти изменения с наибольшей силой шли, конечно, в наиболее тонкозернистых пеплах («пелловых глинах») и постепенно приостанавливались с погрубением их. По периферии пепловых конусов и среди самих пеплов кое-где обитала донная морская фауна, а местами и флора, которые засыпались при последующем извержении, и, таким образом, в пеплах сохранялись органические остатки. При длительных перерывах вулканической деятельности на поверхности лав и пеплов отлагались более или менее мощные пласты нормальных морских пород — песков, глин, известняков, которые при новых извержениях перекрывались пачками пеплово-лавового материала и теперь придают эффузивному комплексу макрослоистость и сложный состав. Подобно многим современным вулканическим островам, подводные вулканы прошлого в теплых тропических зонах моря становились местом образования коралловых рифов, которые в виде крупных линз, значительных по мощности, но коротких по простиранию, часто встречаются среди эффузивных толщ; содержащаяся в них фауна служит основанием для их стратиграфического расчленения.

Наблюдения последних 10—15 лет показывают, однако, что в областях подводного вулканизма дело отнюдь не ограничивалось только накоплением пирокластических толщ; здесь разыгрывался и ряд других

геохимических процессов, давших своеобразные породы, ассоциирующиеся пространственно с пирокластами. В число этих пород прежде всего входят разнообразные кремнистые образования: кремнистые сланцы и яшмы. Яшмы представляют собой породы, главную составную часть которых, до 90—95%, образует тонкозернистый (иногда почти аморфный) кремнезем (SiO_2); в качестве примесей фигурирует глинистый и туфовый материал; порой обильны окислы железа и марганца, придающие яшмам красивую расцветку (кирпичную, зеленую, желтую, пятнистую); некоторые разновидности яшм полосчаты и тонко-слоисты.

Макроскопические остатки фауны в яшмах отсутствуют, но микроскопические часты и иногда обильны, но однообразны и образованы почти исключительно радиоляриями.

При обогащении яшм глинистым или туфовым материалом, они переходят в кремнистые сланцы или окремненные туфы.

Как указывалось, яшмы и кремнистые сланцы обычно тесно ассоциируются с эффузивными морскими отложениями, образуя среди них прослой, часто венчая толщи эффузивов или располагаясь на их продолжении, т. е. фациально их замещающая. Но наряду с этим встречаются и пачки кремнистых пород, как бы независимые от эффузивных свит, не связанные с ними пространственно и внешне (географически) изолированные от них. Это, впрочем, еще не доказывает их действительной независимости от деятельности подводных очагов вулканизма.

Учитывая обычно явное тяготение кремнистойяшмовых толщ к эффузивам, уже давно многие геологи (Л. С. Либрович, В. П. Нехорошев, Я. С. Эдельштейн) пришли к заключению, что яшмы каким-то образом связаны с деятельностью подводных вулканических очагов. При этом намечены две возможные формы связи. Пепловый материал, особенно тонкозернистый, попадая в воду, разлагается; при этом часть освобождающейся SiO_2 переходит в раствор в виде золя и мигрирует с морскими течениями на некоторое, в разных случаях различное, расстояние, после чего коагулирует, выпадает и образует на дне скопления кремневого геля; последний позже уплотняется, дегидратизируется и дает яшмы или кремнистые сланцы. В районах переноса и осаждения SiO_2 обычно развивается кремневый радиоляриевый планктон, скелеты которого и принимают участие в составе яшм, но отнюдь не служат основной причиной их накопления, как думали раньше; яшмы — это не биолиты (по терминологии Я. В. Самойлова), а гемолиты. Так как подводное выветривание, по предложению Гуммеля (1921 г.), именуется часто гальмиролизом, то изложенная концепция может быть названа схемой гальмиролитического генезиса яшм. По другой схеме — гидротермальной — кремнекислота поступает в морскую воду непосредственно путем высачивания на дне моря горячих источников, гейзеров, содержащих в растворе, наряду с другими веществами, также и SiO_2 . Решить на конкретном материале, каким именно способом доставлялась SiO_2 в морскую воду, обычно не удается, почему обе изложенные схемы до сих пор существуют как две потенциальные возможности. Наличие яшм, не связанных пространственно с эффузивными комплексами, указывает, как будто, на то, что яшмы могли возникать и независимо от подводного вулканизма. Однако, это было, повидимому, не всегда. Дело в том, что по опытам Мура и Мейнарда (1929 г.), SiO_2 в морской воде отличается значительной устойчивостью, и потому его осаждение и образование яшм могло идти, — по крайней мере в некоторых случаях, — на большом расстоянии от вулканического очага, что и создает теперь видимость независимости яшм от подводного вулканизма.

Кроме накопления SiO_2 , вблизи очагов подводного вулканизма идет, повидимому, аккумуляция еще ряда других соединений, в том числе Fe, Mn и, возможно, алюминия (в виде бокситов). Мы уже отметили, что некоторые яшмы обогащены Fe и Mn, придающими им своеобразную расцветку. Естественно думать, что эти два элемента в яшмах имеют тот же источник и генезис, что и основная масса породы (SiO_2). Но существуют и гораздо более значительные рудные накопления Fe и Mn, повидимому, того же самого происхождения. Классическим примером их являются гематиты Средней Германии (мульды Диль и Лан в Рейнских сланцевых горах), стратиграфически и территориально связанные с диабазовыми и шальштейновыми толщами $D_1 - D_2$. Сюда же, возможно, должны быть отнесены пиритовые скопления Рио-Тинто в Испании, месторождения Раммельсберг и Мегген в Германии и пиритовые руды Трондъемской мульды в Скандинавских горах. Рудные тела этой своеобразной группы располагаются либо внутри эффузивных формаций, либо по периферии их (у верхней границы, горизонтального окончания и т. д.), либо даже за пределами собственно эффузивных комплексов, но в ближайшем соседстве с ними. Морфологически рудные скопления представляют собой линзы, продольные размеры которых измеряются сотнями, иногда тысячами метров, мощность же — десятками метров, иногда свыше 100 м, отчего линзы оказываются сильно раздутыми, утолщенными в средних частях. Линзы часто явственно слоисты и иногда содержат фауну брахиопод, кораллов, гониатитов. По составу рудные тела сложены то окисными формами железа (гематит), то сульфидами (пирит), при чем в последнем случае характерен очень сложный химический состав руд, в котором, кроме Fe, крупную роль играют сульфиды Cu, Pb, Zn, Ag и др.

Разъяснение генезиса очерченных месторождений представляет большие трудности, ибо в них слиты и причудливо переплетены признаки типично осадочного и гидротермального происхождения. Естественно, что мнения исследователей уже давно разделились. Среди разных суждений была высказана гипотеза о сингенетическом осадочно-эффузивном происхождении названных руд, что для некоторых месторождений, как, например, германские гематиты Диль и Лана, является сейчас общепризнанным. Своеобразие данного фациального типа состоит в том, что рудообразование связано с подводной эффузивной деятельностью и происходит за счет железистых растворов, выделяемых из вулканических очагов в послевулканическую их стадию. Аналогичные образования имеются и среди марганцовых месторождений, причем распространены здесь, возможно, даже шире, чем среди железорудных. Таковы, вероятно, месторождение Мазульское (Красноярский край), многочисленные линзовидные месторождения среди яшмовых толщ нижнего и среднего девона Урала, карбонатные накопления в S_1 Германии и Испании, в юрских радиоляритовых толщах Альп и т. д. Теоретически говоря, такого рода эффузивно-осадочные образования мыслимы и среди бокситов, но с достоверностью пока не установлены. В этом направлении Н. А. Штрейс и А. В. Пейве пытаются сейчас истолковать генезис девонских бокситов Северного Урала, но пока это представляет лишь интересную, но не до конца аргументированную, гипотезу.

Мы остановились на разборе осадочно-эффузивных процессов потому, что обычно при анализе фаций ископаемых морей эти процессы обходятся молчаливым. Между тем совершенно очевидно, что эффузивно-осадочные комплексы прошлого — это документы весьма своеобраз-

нсий, далеко не обычной обстановки на определенных участках морей геологического прошлого, и в качестве таковых они требуют самостоятельной расшифровки. Хотя, благодаря усилиям ряда петрографов и геологов, мы и достигли сознания своеобразности этой обстановки, однако круг процессов, ей свойственных, еще далеко не раскрыт. Между тем с палеогеографической точки зрения эффузивно-осадочные комплексы исключительно интересны и важны, ибо представляют собой (как увидим ниже) образования, свойственные лишь определенным тектоническим единицам земной коры (геосинклиналям) и появляются в них лишь в определенные моменты их жизни (в эпохи прогибаний). Поэтому локализация эффузивно-осадочных комплексов в древние эпохи была отчетливо закономерна.

ОСНОВЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.

ПОНЯТИЕ О ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ КАРТЕ

В отличие от морских, континентальные отложения прошлых геологических периодов сохраняются мало и в тем меньшей степени, чем к более отдаленному прошлому мы обращаемся. Главная масса континентальных пород относится к более молодым периодам истории Земли, начиная с верхнего палеозоя, т. е. к карбону и перми, мезозою и кайнозою. Эта близость их к современному геологическому моменту позволяет при фациальном анализе их проводить параллели с современностью гораздо увереннее, чем в случае древних морских отложений.

Фациально континентальные осадки гораздо разнообразнее морских. Влияние климата и рельефа сказывается на их петрографических признаках гораздо ярче, чем на морских отложениях. Континентальные осадочные толщи поэтому легко разбиваются на несколько фациальных комплексов, каждый из которых возник при определенном сочетании климатических и геоморфологических условий и представляет собой единое целое. Это — 1) комплекс гумидных равнин; 2) комплекс аридных равнин; 3) комплекс межгорных котловин аридного и гумидного климатов; 4) комплекс районов материкового оледенения; 5) петрографический комплекс континентальных вулканических пород.

Ниже мы разберем петрографические и фаунистические особенности каждого фациального комплекса, подчеркивая те признаки слагающих его пород, которые позволяют делать определенные выводы о среде их отложения и, таким образом, реконструировать физико-географическую обстановку палеоконтинентов.

1. Фациальный комплекс равнин гумидного климата

В настоящее время равнины гумидного климата пользуются обширным распространением как в умеренных широтах, так и под тропиками. Примерами их являются: Восточноевропейская равнина, Западносибирская низменность, Североамериканская равнина, Южноамериканская низменность. Среднесибирское нагорье, Центральноафриканское и Декан в недавнем прошлом также были типичными равнинами, но в связи с недавними четвертичными поднятиями перешли в стадию плоскогорий, и ранее отложенные на них осадки сейчас интенсивно разрушаются; последнее обстоятельство, впрочем, не мешает воспользоваться названными плоскогорьями при характеристике некоторых фаций, связанных с их прошлой равнинностью.

Характерной чертой гумидных равнин является их слабо расчлененный холмистый рельеф с малой амплитудой колебаний высот, измеряемой десятками или немногими (2—3) сотнями метров. В связи с влажностью климата гумидные равнины отличаются обилием влаги, которая частью скопляется в котловинах между холмами, образуя серии крупных и мелких озер и болот, частью же стекает по обширной разветвленной речной сети. С момента появления на Земле древесной растительности (т. е. с палеозоя) гумидные равнины, несомненно, всегда были зонами густых лесных зарослей, облик которых, конечно, менялся под влиянием эволюции растительных форм.

С областями гумидных равнин связан парагенезис четырех фаций: коры выветривания, делювия, речного аллювия и озерного аллювия.

Корой выветривания, или элювием, называются участки массивнокристаллических и осадочных пород, выходящие на дневную поверхность и измененные под влиянием температуры и атмосферных осадков.

Сущность изменений заключается в физическом раздроблении плотных исходных материнских пород и в глубоком их химическом и минералогическом перерождении.

Все сульфидные минералы Fe, Mn, Cu и других элементов окисляются и превращаются в окислы. Сложные орто-, мета- и алюмосиликаты также в большей или меньшей степени (часто нацело) разрушаются, а входящие в их состав щелочи (K и Na) и щелочные земли (Ca и Mg) удаляются из элювия в виде растворимых бикарбонатов; Fe_2O_3 и Al_2O_3 частично также удаляются, но в основной массе (особенно малоподвижный Al_2O_3) остаются: железо и марганец в виде гидратов окислов, окись алюминия частью в виде диаспора и гидраргиллита, частью в виде каолинита, галлуазита и других минералов. Кремнезем, освобождающийся при разрушении силикатов, обычно нацело удаляется. Благодаря всем этим глубоким химическим перестройкам вещества кристаллическая структура исходных пород разрушена и вещество коры выветривания находится в виде землистых (глинистых), главным образом коллоидальных и субколлоидальных масс.

В настоящее время наиболее мощная и типично развитая кора выветривания, достигающая десятков метров мощности, констатирована в тропической лесной и лесостепной зоне Южной Америки, Африки, Азии, Австралии, где генезис ее связан с предыдущей равнинной стадией этих территорий и где она была подробно изучена и описана К. Бауэром (в 1898 и 1909 гг.), А. Лякруа (1914, 1922 гг.), К. Фоксом (1932 г.), И. Вальтером (1915 г.) и рядом других исследователей. В литературе она известна под названием латеритов, или тропических красноцветов. Строение ее здесь в общих чертах сводится к следующему. Нижним горизонтом профиля (рис. 26) является «зона разложения», в которой исходная порода, изменяясь химически, сохраняет в большей или меньшей мере первичную петрографическую структуру. Разложение идет часто неравномерно: на одних участках оно проникает глубже и прихотливыми языками вдается в неизменную породу, на других отстает, отчего нижняя граница коры выветривания приобретает порой весьма причудливый «бахромчатый» вид; среди глубоко выветрелых участков встречаются совершенно свежие, прихотливых очертаний останцы. Преобладающие тона рыхлой землистой массы зоны разложения блеклые, сероватые, иногда розоватые.

Над зоной разложения располагается «пятнистая зона» (по терминологии Г. Гаррасовица), она же «аккумулятивная зона» (термин А. Лякруа). Разложение достигает здесь такой степени, что первичная

структура породы исчезает и порода превращается в пеструю неслоистую глинистую (землистую) массу, в которой остаточные алюмосиликаты (каолинит, галлуазит и др.) и полуторные окислы (Fe_2O_3 , Al_2O_3)

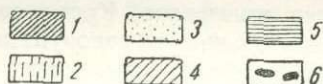
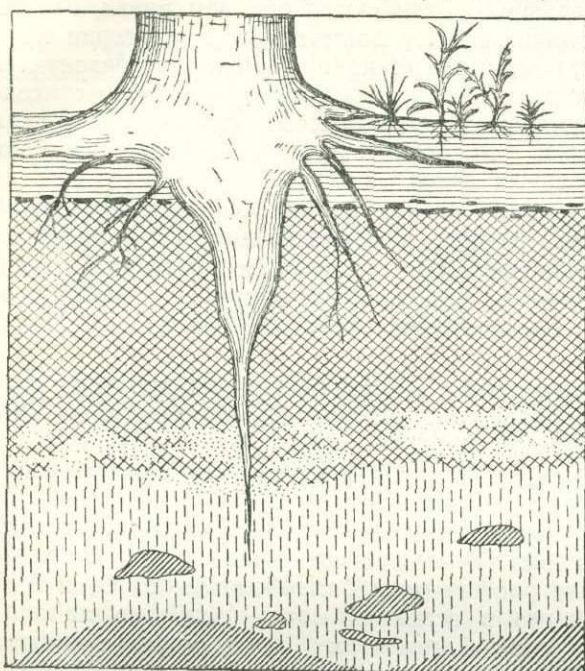


Рис. 26. Строение тропической коры выветривания под лесами (по П. Фагелеру)

1—материнская порода, 2—горизонт разложения, 3—пятнистый горизонт, 4—красный суглинок, 5—почвенный горизонт, 6—пятнистые накопления железа

распределены чрезвычайно неравномерно, пятнами, откуда и происходит название зоны. Никаких органических остатков кора выветривания, конечно, не содержит.

Ископаемая кора выветривания сохраняется обычно редко, как исключение. Тем не менее в настоящее время достоверные примеры ее известны не только для относительно молодых периодов истории Земли, как неоген, палеоген (Азовско - Подольский кристаллический массив), мел, юра (Урал, Салаир), но и для таких древних, как девон, силур и даже докембрий (Воронежский массив в СССР, Западные штаты США). Закономерности строения, равно как и вещественный состав ископаемой коры выветривания, изучены пока

слабо. Но общее разделение коры на зону разложения и зону аккумуляции сохраняет, по видимому, свое значение. Нужно иметь при этом в виду, что очень часто кора выветривания сохраняется лишь частично, в силу ее последующего размыва; иногда от нее остаются только «корни» зоны разложения. Отсюда — кажущееся разнообразие ее типов. Одной из распространеннейших пород, связанных с ископаемой корой выветривания, являются каолины (часто промышленного значения), локализующиеся главным образом на гранитных интрузиях; на более основных породах (габбро и др.) — железные руды, бокситы; на осадочных породах, кремнистых и глинистых сланцах, первично слегка обогащенных марганцем, — марганцевые руды («марганцевые шляпы»).

Палеогеографическое значение коры выветривания определяется тем, что в сколько-нибудь развитом виде она встречается исключительно в наиболее плоских пенеппенизированных участках влажных равнин. Об этом единогласно свидетельствуют все наблюдатели современных латеритов, «Путешествующий по Гвиане — пишет Дюбуа¹, — не нахо-

¹ Du-Bois. Die Laterite und Schutzrinde der Britanischen Guiana. Tschermak's Mitteilungen für Mineralogie, etc., 1903.

дит в этой латеритной области никаких крупных горных кряжей, но только многочисленные изолированные холмы, выстраивающиеся друг за другом по некоторым направлениям и покрытые латеритами». В Индии плосковершинные холмы с латеритными плащами, в отдельных регионах ясно сливаются в единую, плоскую, слегка волнистую поверхность древнего, частично уже разрушенного пенеплена. В Австралии, по данным Е. Симпсона, латериты развиты на ясно обозначенных пенепленах, таких, как 300-метровый пенеплен хребта Дарлинг, и на верхних частях очень мягких склонов долин. Такое тяготение коры выветривания к особо пенепленизированным площадям совершенно понятно, ибо только в этих условиях накапливающиеся продукты выветривания остаются на месте, избегая размыва и уноса их текучими водами, и внутри этих рыхлых масс развивается тот сложный профиль, который обычно характеризует кору.

Так как пенепленизированные участки могут встречаться среди равнин не только тропического, но и умеренного климата, то, естественно, мы должны иметь в ископаемом состоянии кору выветривания как тропической, так и умеренной зон. Встает вопрос, как различить их? К сожалению, пока на него нет достоверного ответа по той причине, что в настоящий момент на равнинах умеренного климата, в связи с их недавним освобождением из-под ледникового покрова, еще не успело сформироваться сколько-нибудь развитой и мощной коры выветривания; элювий измеряется всего 0,5—1,5 м и целиком совпадает с почвенным профилем; какие-либо специфические черты коры умеренного климата, таким образом, еще не оформились, и это обстоятельство ставит нас в затруднение по вопросу о различиях в признаках выветривания в тропическом и умеренном климатах. Обычно считается, что богатство коры гидратами алюминия (диаспор или гидраргиллит) свойственно тропикам и субтропикам, тогда как наличие гидрослюды указывает на климат умеренный (П. А. Земятченский). Однако вполне достоверными признать эти критерии пока нельзя.

В областях, где рельеф влажных равнин становится более расчлененным, образование сколько-нибудь значительной по мощности коры выветривания затрудняется тем, что рыхлый материал смывается вниз и переотлагается частью на склонах возвышенностей, частью у подножия их, либо же уносится далеко от своего источника и захороняется в речных руслах и озерных водоемах.

Материал, отложенный на склонах холмов, образует так называемый делювий. Возникновение его связано с деятельностью дождевых и снеговых вод. После каждого дождя вода, стекающая по склону, увлекает с собой некоторое количество обломочного материала; в нижних частях склона по мере замедления течения начинается разгрузка, и, таким образом, здесь постепенно накапливается более или менее мощный плащ обломочного материала. Петрографический тип делювия весьма своеобразен и зависит от состава пород, выходящих на вершинах холмов. Чаще всего это буроватый или красновато-бурый песчанистый суглинок, в котором в большей или меньшей массе разбросаны остроугольные обломки твердых пород: кремней, опок, известняка и т. д. Как правило, делювий неслоист или имеет очень неправильную и местную слабо выраженную слоистость. Щебенка часто лежит кучками. Органические остатки в делювии представляют обычно переотложенную фауну коренных пород, выходящих на вершинах холмов, реже—сингенетическую фауну в виде раковин легочных моллюсков (*Helix*, *Pupa*), костей наземных позвоночных и т. д. Иногда среди делювия удерживаются погребенные почвенные горизонты (гумусовые). Мощность делю-

виального шлейфа в верхних частях склона — сантиметры и немногие метры, у подножия — до нескольких десятков метров. Спускаясь на дно ложбин, делювий входит в зону накопления речного аллювия, где обычно сложно с ним переплетается. Интенсивность развития делювия в области гумидных равнин значительно варьирует. В гумидном климате даже крутые склоны (до 30°) задернованы и слабо доступны для делювиального смыва. Только с приближением к аридной зоне и по периферии последней (в так называемой полусушливой полосе), где на склонах дерновый покров не сплошной, а осадков еще достаточно (талые, снеговые воды, ливни), образование делювия может достигать крупных масштабов. Большинство древних делювиальных чехлов несет признаки этих условий в виде карбонатов, неполно разложившихся силикатов и алюмосиликатов. Выщелоченный, обогащенный коллоидальными полуторными окислами делювий центральных частей гумидной зоны распространен гораздо меньше.

Строение аллювия равнинных рек и его генетические признаки существенно иные.

Равнинные реки отличаются обычно широкими долинами со слабым продольным уклоном, что вызывает медленное течение воды и сложное меандрирование речного русла. Поэтому ископаемый речной аллювий залегает (в плане) в виде широких сложно изгибающихся лент.

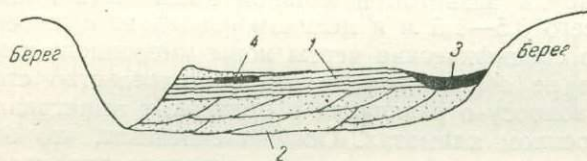


Рис. 27. Строение речного аллювия (схема)

1—пойменный аллювий (слоистость его см. на рис. 28), 2—руслового аллювий (детали кривой слоистости его см. на рис. 28), 3—торфяники притеррасовых болот, 4—торфяники стариц

На поперечном сечении такой ленты (рис. 27) видно, что аллювий состоит из двух горизонтов: нижнего, или руслового аллювия и верхнего, или пойменного. Русловый аллювий складывается из серии песчаных линз,

порою галечников, причем линзы срезают одна другую, иногда прихотливо, и имеют каждая свое собственное сложение, свою текстуру. Размеры линз варьируют, но в общем невелики — несколько метров в длину и до 1—1,5 м в толщину. Нижние (базальные) слои руслового аллювия образованы обычно галечниками с прослоями песка; выше галечный материал становится редким и часто вовсе исчезает. Пойменный аллювий складывается главным образом глинами и песчанистыми глинами, среди которых встречаются отдельные линзы песка. В зависимости от режима реки в аллювии преобладает то русловый, то пойменный горизонт. У коренного берега в рельефе поймы, как правило, обозначается ложбина, куда высачиваются грунтовые воды в виде ключей. Это способствует заболачиванию ложбины и отложению на ней мощных горизонтов торфа, являющегося, таким образом, одним из составных членов общего разреза аллювия. В ископаемом состоянии они дадут пласты угля. Зарастание стариц также дает болота и торфяники, но меньших размеров.

Вообще следует заметить, что накопление углей представляет отнюдь не редкое явление в речных долинах, особенно в стадию зрелости и одряхления реки. М. А. Усов выделил даже особый тип потамических, т. е. речных, угольных месторождений. В настоящее время известен ряд таких месторождений: Челябинское, Богословское, Елжинское на Урале, Гусино-Удинское и ряд смежных с ним в Забайкалье, Буреинское и др.

Характернейшую особенность аллювиальных толщ, имеющую прямой диагностический интерес для ископаемых объектов, представляет слоистость, не одинаковая у руслового и пойменного аллювия. У руслового аллювия она носит название косой (диагональной) слоистости и, повидимому, может значительно варьировать. На рис. 28 воспроизведена косая слоистость древнего аллювия р. Девицы, описанная А. С. Корженевской и О. А. Бахваловой (1940). «Косые серии — пишут они, — представляют пакки вогнутых слоев, выполняющих углубления дна (русла); в других разрезах это пакки прямолинейных слоев, падающих в одну сторону и, повидимому, представляющих косы или отмели, отложенные ручьем или рекой... В косых сериях, выполняющих углубления русел, материал плохо отсортирован и в отдельных слоях песок меняется от грубозернистого песка, гравия и галечника до тонкого песчаного или глинистого материала. Как правило, в основании каждой мульды сосредоточены прослой гальки и грубого песка, в верхней же части серии материал постепенно становится более отсортированным и тонким»¹. Несколько иначе выглядит слоистость в юрских песках Челябинского бурогольного месторождения, определяемых Г. Ф. Крашенинниковым как аллювиальные. Как видно на рис. 28, слоистость характеризуется чередованием косых и горизонтальных или почти горизонтальных слоев; иногда видно, что косые серии сложены более грубым материалом, чем их разделяющие горизонтальные; в некоторых случаях косая слоистость проявляется именно благодаря косому расположению грубого материала в более мелком. Мощность косых и горизонтальных серий исчисляется несколькими дециметрами, причем мощность первых обычно несколько больше мощности вторых. Характерно, что во всех наблюдавшихся случаях разные косые серии наклонены в одну сторону. В общем типичном случае, по мнению Ю. А. Жемчужникова, для косых серий аллювия характерно отсутствие строго горизонтальных серий между наклонными и постепенный переход от одного наклона к другому в горизонтальном направлении; наклон косых серий, вообще говоря, небольшой (редко более 20°), направление же наклона слегка варьирует, но одно из них является преобладающим; форма косых линий неправильная, и они часто не параллельны.

Для пойменного аллювия (главным образом супесчано-суглинистого) типична иная слоистость. Она в общем горизонтальна, вернее полого волниста, с довольно выдержанными (на десятки, иногда сотни метров) слоями толщиной от нескольких сантиметров до 0,5 м. Внутри слоев наблюдается порою тонкая плейчатая слоистость, иногда узловатая.

Для полноты характеристики аллювия существенно добавить, что в осадках его встречаются, хотя и не часто, остатки пресноводной фауны — рыб, моллюсков (*Unio*, *Anodonta*, *Valitata*, *Paludina* и др.). Поскольку реки были естественными водопоями для всех наземных позвоночных и местом постоянного обитания для многих из них (*Brontosaurus*, *Diplodocus* и др.), в речных осадках обычно находят кости рептилий, амфибий и млекопитающих, то разрозненные, то в виде целых скелетов. Иногда аллювиальные осадки являются настоящими кладбищами скелетов, как например, верхнепермские местонахождения парейазавров на реках Северной Двине и Юге, скопления остатков нижнемеловых игуанодонов в Бельгии, знаменитая миоценовая сиваликская фауна в Индии и ряд других. Отсюда вытекает огромный интерес аллювия для целей палеогеографии и палеоботаники. В умелых руках эти аллювиальные кладбища раскрывают исключительные по яркости картины прошлой жизни на континентах.

¹ Сборник «Косая слоистость», под ред. Ю. А. Жемчужникова, 1941.

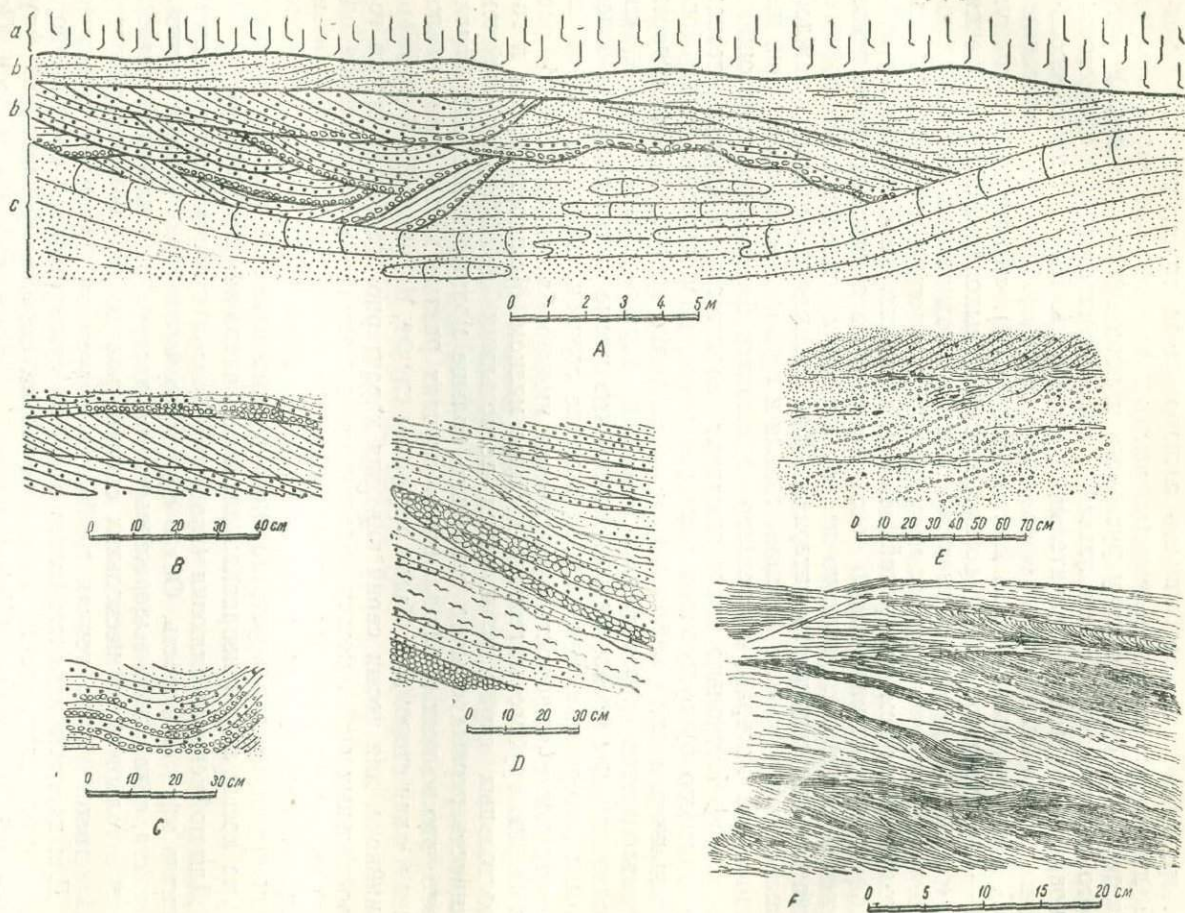


Рис. 28. Типы косої слоистости руслового аллювия

A—схема слоистости аллювия в террасовых отложениях р. Девыцы, в карьере Бирюк: *a*—суглинки, *b*—аллювий, *c*—мезозойские пески

B—C—D—детали слоистости в аллювии

E—слоистость в русловых аллювиальных песках Челябинского каменноугольного бассейна

F—слоистость в пойменном аллювии (разрез Челябинского бассейна)

Озерные водоемы внутри современных равнин во влажном климате являются весьма распространенными образованиями, причем по размерам своим они варьируют от «луж» в немногие гектары площадью и в несколько метров глубиной до водоемов в десятки тысяч квадратных километров и глубиной в десятки, а иногда и в сотни метров (Великие озера в США, Байкал, Ладожское и Онежское озера). Характерной чертой пространственной локализации внутриконтинентальных озер является их расположение не изолированными единицами, а большими группами — «озерными районами». При этом часто отдельные члены озерного комплекса соединены друг с другом протоками, речными руслами и сливаются, таким образом, в единое целое.

Все озера влажных климатов обладают пресной водой, и концентрации соли в них не поднимаются выше 0,01—0,02% или 100—200 мг/л.

Донная фауна их очень бедна формами и сводится к немногим двустворкам (*Unio*, *Anodonta*, *Sphaerium*, *Pisidium*) и гастроподам [*Bythinia*, *Valvata*, *Limnaeus*, *Planorbis*, *Paludina (Vivipara)* и др], большинство из которых обладает малыми размерами и очень тонкостворчатой раковиной. Планктон несравненно обильнее и включает зеленые и сине-зеленые водоросли, диатомей (иногда во множестве), а из животных — низших раков (остракод, филопод и т. д.).

Озерные отложения равнин влажных климатов в главной массе своей как в современный геологический момент, так и в прошлом представлены тонкозернистыми обломочными породами: песками и глинами, причем последние распространены особенно широко. Озерные пески обычно средне- и тонкозернисты, часто глинисты, слоисты. Галечный материал встречается редко и свойственен очень узкой прибрежной зоне у скалистых берегов. Озерные глины главным образом серые и зеленовато-серые, часто песчанистые, то однородные, неслоистые, то, наоборот, с чрезвычайно тонкой и правильной слоистостью, вызванной сезонной седиментацией. Весной и летом в связи с массовым приносом в озеро обломочного материала образуются тонкие пластики глины, в доли миллиметра толщиной; летом и осенью, благодаря цветению и отмиранию планктона, на дно поступает много органического материала и возникают прослойки, почти целиком состоящие из органического вещества. Поэтому озерные глины, вообще говоря, несколько обогащены органическим веществом или, как говорят, несколько битуминозны (или углисты). СаСО₃ в них обычно отсутствует или представлен ничтожно. Лишь в озерах с развитыми в окрестностях известняками и доломитами отлагаются мергели и даже известняки. Фаунистические остатки в озерных глинах, песках и мергелях скудны, раковины разбросаны единицами и лишь редко образуют ракушечники, слагающиеся, как правило, одним каким-либо видом пелеципод или гастропод. Чаще встречаются скелеты и отпечатки рыб, обломки веток, листья занесенных с берега растений, пыльца, нередко отпечатки насекомых. Ряд ископаемых озерных отложений даже знаменит своими местонахождениями превосходно сохранившихся остатков насекомых: карбоновые угленосные отложения Коммантри во Франции, пермские отложения Русской равнины, юрские отложения хребта Кара-Тай в Средней Азии. Иногда встречаются кости наземных позвоночных животных — рептилий, амфибий, млекопитающих и птиц, трупы которых были занесены в озерные водоемы. Эти находки позволяют в отдельных случаях довольно подробно реконструировать органический мир не только самого озерного водоема, но и окружающих его площадей, и получить таким путем интересную картину жизни на континентах прошлого.

С терригенными породами ассоциируется ряд хемогенных образований, которые, как увидим ниже, являются характерными членами осадкообразования именно влажных климатов и могут служить, так сказать, их индикаторами. Это — сапропелиты, концентрации Fe, Mn, Al₂O₃, кремнистые породы.

Под названием сапропелитов понимают (вслед за Г. Потонье) илистые осадки, обогащенные органическим веществом, составляющим в них 20—30—40% и более, иногда же образующим главную массу осадка. Источником органических веществ является фито- и зоопланктон водоемов, почему и само накопление сапропелитов свойственно лишь озерам так называемого евтрофного типа, т. е. богатыми питательными веществами. При уплотнении таких озерных сапропелитов получают породы, известные под названием горючих сланцев и своеобразные сапропелевые угли — кеннели и богхеды.

Микроскопическое изучение богхедов показывает, что они возникли за счет массового скопления водорослей, обитавших в озерных водоемах, в составе же кеннелей крупную роль играют споры и пыльца наземной растительности. Очевидно, кеннели формировались в озерах среди тайги, и тучи пыльцы, выдуваемой ветром при цветении тайги, оседая, примешивались к автохтонному водорослевому материалу в настолько большой пропорции, что иногда подавляли его. Как и озерные глины, сапропелиты локализуются в центральных частях озерных котловин, выклиниваясь к их прибрежным частям. Ископаемые озерные сапропелиты известны из озерных водоемов глубокой древности, начиная с девона, но в действительности спускаются, вероятно, в докембрий.

Озерные железные руды, известные в современную эпоху главным образом из северных широт, являются типично прибрежными образованиями, приуроченными к относительно узкой (100—300 м) прибрежной полосе и к глубинам от 1 до 3—5, редко до 10 м. Внутрь озера, в более глубокие части его, руда выклинивается, хотя некоторая обогащенность осадка железом еще наблюдается. Вдоль прибрежной полосы руды распространены не повсеместно, а лишь на некоторых участках, образуя пятна разнообразных очертаний и размеров: округлые, эллипсоидальные, широкие ленты, нитевидные полосы и т. д., причем длина пятен колеблется от десятков метров до нескольких километров, ширина же — от нескольких метров до 100—200 м. Замечено, что эти рудные пятна находятся вблизи участков побережий, сложенных песчаными и щебенчатыми водопроницаемыми грунтами с подзолистыми почвами; внос железа в озеро осуществляется главным образом грунтовыми водами, выщелачивающими из почв железо (и Mn) и отлагающими их в озере. Минералогически современные железные руды представлены гидрогетитами различной степени обводнения, обычно со значительной примесью Mn и отчасти фосфора. Содержание Mn в шведских озерах местами настолько возрастает, что железные руды переходят в марганцовые. Примесь же фосфора приводит иногда к образованию минерала вивианита (фосфат железа синего цвета). Морфологически озерные руды представлены частью аморфной глинистой массой бурого железняка, частью же в виде бобов и плоских концентрических слоистых конкреций («денежная» руда, «блинчатая» руда и т. д.).

В прошлые геологические эпохи озерные железные руды отлагались не только в северных озерах, но, как показали специальные исследования автора, и в озерных водоемах субтропических и тропических влажных зон и даже преимущественно в этих последних. При этом сами руды были разнообразнее по составу и по локализации их внутри водое-

мов. В крупных озерных котловинах теплого пояса окисные железные руды приурочивались также к краевой прибрежной зоне, но здесь с ними ассоциировались нередко накопления гидратов окиси алюминия в виде гидраргиллита и железные руды переходили по простиранию в железо-алюминиевые и даже чисто алюминиевые (бокситы). В некоторых озерах юрской и палеогеновой эпох субтропической зоны железо накапливалось не только в форме окислов, но также и в виде сложных силикатов группы шамозита, зеленоватого цвета; обычно этим рудам свойственно оолитовое сложение: центральное песчаное зерно обволакивается чередующимися концентрическими слоями шамозита и гидрогетита (иногда гематита), давая в результате шарики величиной с булавочную головку или просяное зерно («икряной камень»). Иногда в составе оолигов принимает участие и сидерит, и получаются слоистые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды, локализующиеся, в общем, также по периферии озерных котловин. В центральных частях озерных водоемов среди глинистых осадков железо нередко также накапливается массами, образуя многочисленные сидеритовые конкреции, залегающие пластообразно и образующие убогие железорудные месторождения. Железо первично оседало здесь среди глин в виде окислов, но затем в процессе раннего диагенеза озерных илов было восстановлено органическим веществом до закиси (FeO), подверглось некоторому перераспределению в осадке и сформировало (вместе с CO_2) сидеритовые конкреции (FeCO_3).

В современных озерах, главным образом умеренного влажного климата, очень часты также кремнистые осадки—диатомиты, образованные почти нацело скорлупками диатомовых водорослей. Среди отложений неогена, палеогена, мела и юры также встречаются аналогичные образования, но спускаются ли они на более древние этапы геологической истории — остается неясным.

Для озерных водоемов влажного климата характерен, однако, не только охарактеризованный выше «набор фаций», но и закономерная эволюция осадкообразовательного процесса, приводящая к последовательной смене в разрезе озерных осадков. Выявить эту смену помогают наблюдения главным образом над лучше изученными озерами умеренного климата.

В первую стадию развития озерного водоема, когда атмосферные осадки только заполняют котловину и окружающие территории проходят начальные этапы выщелачивания, в озеро вносится много карбоната кальция, который отчасти садится в нем и дает начало относительно карбонатизированным илам (озерные мергели). После того как верхние почвенные горизонты освободятся от CaCO_3 , из почвы начинают вымываться Fe и Mn; содержание карбонатов в воде озера убывает, осадки лишаются CaCO_3 , но начинают обогащаться железом, накопления которого иногда достигают стадии железных руд. Одновременно под влиянием поверхностного стока атмосферных вод, вымывающих из почв фосфаты и нитраты, озеро в процессе своего развития обогащается этими питательными элементами и приобретает богатый планктон. На осадках это сказывается постепенным обогащением их органическим веществом и появлением сапропеля. Железорудная стадия сменяется сапропелевой.

Непрерывно заполняемое терригенным материалом и собственными биогенными продуктами озеро подходит к завершающему этапу своего существования — умиранию и превращению в болото. По мере заполнения осадками озеро мелеет и одновременно начинает постепенно зарастать. Образуется травянистый торфяной покров, который, возникнув вначале у берегов, мигрирует затем в центр озера, затягивая собою

зеркало воды и погребая его под собой (висячие торфяники — зыбуны). Следом за травянистой растительностью поселяется древесная, и озеро превращается в лесное торфянистое болото. Под покровом торфяника на глубине некоторое время еще сохраняется вода (зыбуны), а затем исчезает и она, засыпаясь растительным материалом, падающим сверху из торфяного покрова, и, так сказать, рассасываясь в нем. Озеро исчезает, сменяясь плащом болотного торфа, который впоследствии под покровом новых осадков может превратиться в бурый и каменный уголь.

Чем меньше по размерам исходный озерный водоем, тем быстрее достигает он старости и превращается в торфяник. Поэтому современные озера таежно-подзолистой полосы, необычайно варьирующие по площадям и объемам, но все возникшие одновременно в последниковое время, как бы фиксируют различные фазы эволюции озерного седиментационного процесса, и такие гиганты, как Ладожское и Онежское озера, находятся в этом отношении в самом начале пути, тогда как карликовые уже исчезают или исчезли, превратившись в торфяники.

Описанную эволюцию озерной седиментации нужно понимать, конечно, лишь как общую схему процесса. Необязательно для каждого озера прохождение железорудной стадии или стадии формирования базальных карбонатных илов. Многие юрские озера Урала и других мест, например, имеют железные руды прямо в основании озерного разреза. Решающее значение в этом отношении имеет литологический состав территории, примыкающей к озеру, как на это указывает, например, интересная карта южношведских озер, даваемая Лундквистом¹. Точно так же при изменении хода выветривания и размыва в окрестностях озера в самой озерной толще возможны неоднократные повторения таких пород, как мергели, руды, сапропелиты, т. е. как бы возврат к пройденным этапам седиментации. Однако общее направление эволюции озерных водоемов влажных зон этими отклонениями не упраздняется; сами колебания седиментационного процесса происходят как бы в некоторых рамках, и это обстоятельство весьма облегчает анализ озерных отложений прошлых эпох и позволяет использовать их данные для реконструкции процессов, идущих не только в озере, но и в окружающем его пространстве.

Познакомившись с признаками отдельных фаций, слагающих фациальный комплекс гумидных равнин, естественно коснуться некоторых вопросов, касающихся комплекса в целом. Четыре характерных признака отличают его от других континентальных формаций и позволяют устанавливать его наличие в ископаемом состоянии.

Во-первых, прерывистое, лоскутное залегание отдельных фациальных типов, что ведет к большой пестроте и фациальной изменчивости гумидного комплекса. На рис. 29 изображено графически распределение членов комплекса на площади, а профиль дает сечение его по линии А — В. Отмеченная пестрота и изменчивость разреза на рисунках выступает весьма ясно.

Во-вторых, наличие некоторых типов фаций, которые можно назвать фациями индикаторами влажных климатических условий отложения комплекса. Это — угли, железные, марганцовые руды и бокситы. Вместе с тем характерно полное отсутствие среди пород легко растворимых осадков (каменной соли, ангидрида и т. д.), а также слабое развитие карбонатов в составе пород, либо даже полное их отсутствие (особенно доломита).

¹ E. Lundquist. Bodenablagerungen und Entwicklungsgeschichte der Seen. 1927.

В-третьих, терригенные породы, входящие в фациальный комплекс гумидных равнин, отличаются обычно своей тонкозернистостью. Сколько-нибудь заметные горизонты крупных галечников (конгломератов) и брекчий отсутствуют, и подавляющую массу разрезов образуют в одних случаях глины, в других — пески. При наличии слабо расчлененного рельефа это и понятно, ибо отсутствуют достаточно сильные водотоки, способные разрушать ложе и переносить грубые обломки. Таким образом, тонкозернистость пород, слагающих фациаль-

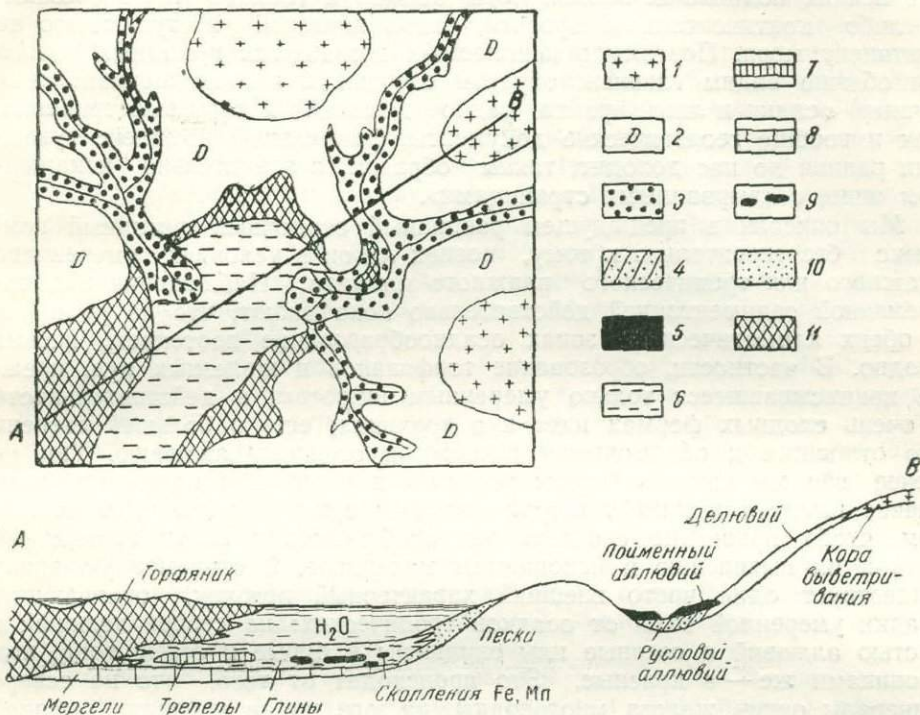


Рис. 29. Соотношения фацй в осадочном комплексе гумидных равнин (схема)

1—кора выветривания; 2—дельтовый; 3—речной и овражный аллювий вообще; 4—русловый аллювий; 5—пойменный аллювий; 6—озерные глины; 7—трельелы; 8—мергели в основании озерных отложений; 9—скопления железа и марганца; 10—озерные пески; 11—торфяники

ный комплекс гумидных равнин, можно причислить также к числу признаков-индикаторов, в данном случае указывающих на геоморфологический характер области аккумуляции, в частности, на ее равнинность.

Наконец, в-четвертых, осадки гумидных равнин обычно отличаются малой мощностью, измеряемой всего несколькими десятками метров, хотя их отложение длится порой достаточно долго. Это также не случайно. Накопление осадков гумидного комплекса идет за счет эрозионного срезания раздельчатых элементов рельефа и переотложения материала в разделяющих их котловинах. Длительное сохранение условий равнинной страны указывает на крайнюю медленность движений земной коры, на почти полную их остановку. Поскольку амплитуды высот незначительны, очевидно, и толщи, возникшие за счет срезания холмов, могут быть только маломощными.

При сопоставлении фациального состава древних комплексов гумидных равнин с их составом в настоящий момент негрудно убедиться в том, что ископаемые осадки обычно беднее фациально сравни-

тельно с современными. Основной причиной является то обстоятельство, что, будучи приурочены к разным элементам рельефа, фации гумидных равнин неодинаково способны к переходу в ископаемое состояние. Лучше всего «приспособлены» к этому озерные осадки, как занимающие наиболее низкие места котловины; при сложных перипетиях геологической истории эти котловины гораздо чаще покрываются новыми осадками, чем разрушаются. Отложения склонов (делювий) и особенно вершин их и пенепленов (кора выветривания), напротив, при всяких подвижках земной коры обычно в главной массе срезаются либо континентальной эрозией, либо абразией наступающего на континент моря. Поэтому в ископаемых комплексах гумидных равнин мы обычно видим главным образом озерные и частью аллювиальные речные осадки и лишь крайне редко делювий и кору выветривания. Как и вообще геологические документы, фациальный комплекс гумидных равнин до нас доходит, таким образом, в значительно искаженном виде, с «вырванными страницами».

Мы описали в предыдущем равнинный осадочный гумидный комплекс безотносительно к тому, возник ли он в условиях умеренного влажного или тропического влажного климата. Наблюдения над современной седиментацией действительно показывают, что на равнинах в обеих климатических зонах осадкообразование протекает весьма сходно. В частности, образование торфяников и железных руд, прежде приписывавшееся только умеренным широтам, в действительности в очень сходных формах идет и в тропиках; еще в большей степени это относится к обломочному речному и озерному аллювию. Тем не менее все же какие-то черты различия в равнинном осадочном комплексе высоких и низких широт должны существовать. Все дело в том, чтобы правильно схватить эти особенности и найти правильный путь к их выявлению в ископаемом материале. В современную эпоху существует один чисто внешний характерный признак, отличающий осадки умеренной зоны от осадков тропических: на севере делювий и частью аллювий и озерные илы окрашены в бурые и серые тона, под тропиками же — в красные. Это происходит от того, что на севере минералы окиси железа многоводны, на юге же, в условиях высокой температуры и резкой инсоляции, они теряют много воды и краснеют. Пользоваться этим признаком для ископаемых осадков, однако, едва ли возможно. Дело в том, что при старении железистых коллоидов они со временем теряют воду и приобретают красный цвет, особенно, если при этом подвергаются усиленной нагрузке. Ископаемые континентальные отложения, таким образом, со временем теряют свою первичную раскраску и унифицируются, принимая красноватые тона, пользующиеся широчайшим распространением. Здесь трудно найти точку опоры для различения гумидных комплексов равнин умеренных широт и тропического климата.

Более существенными оказываются, повидимому, некоторые минералогические различия. Изучение пространственной локализации бокситовых руд и каолинов показывает, как будто, что они тяготеют к областям тропиков и субтропиков. Однако и это отличие следует пока использовать с осторожностью и лишь в сочетании с другими, ниже характеризруемыми, признаками.

С чрезвычайной отчетливостью в современную эпоху различия умеренного и тропического гумидных комплексов выступают лишь в захороненных в них органических остатках и, в частности, в растительных остатках. Достаточно вспомнить тайгу умеренного пояса и вечнозеленый лиственный лес влажных тропиков (гилей), чтобы стало ясно, что

в данном случае речь идет о действительно важном и существенном дифференцирующем признаке. В флористических остатках прежде всего и надобно искать различия при анализе ископаемых аллювиально-озерных комплексов. Для эпох, близких к современной, т. е. со сходной флорой (например, для палеогена, неогена и верхнего мела) такие исследования достаточно надежны и осуществляются путем непосредственного сопоставления ископаемой флоры с современной растительностью. Но для эпох, более удаленных, начиная с нижнего мела, с флорой иного состава, такого рода работа становится более затруднительной; в качестве элементов сравнения фигурируют более крупные ботанические группы (семейства, отряды), а также общие биологические признаки. В частности, развитие древовидных и лианоподобных форм и отсутствие колец годичного роста в древесине рассматриваются обычно как признак тропического климата. Наличие годичных колец толкуется как указание на климат умеренных широт. Чем дальше вглубь времен спускаемся мы, тем менее надежными становятся и эти признаки. Наконец, с девона они вовсе исчезают, так как из более древних эпох до нас либо не доходит наземной растительности вообще, либо она настолько специфична, что не позволяет ее использовать в желаемом направлении.

Весьма существенную пользу в более точном определении климатических условий отложения равнинных гумидных комплексов приносит локализация их относительно аридного комплекса. Так как при солнечных климатах аридная зона всегда лежит между умеренной и влажной тропической, то достоверное знание пролегания на карте аридной полосы сейчас же позволяет дифференцировать осадки гумидных зон на умеренные и тропические.

Комбинируя все перечисленные способы исследования, в конечном счете обычно удается достаточно достоверно отнести равнинные озерно-аллювиальные осадки к той или иной климатической зоне, во всяком случае, начиная с верхнего палеозоя.

Ископаемые осадки гумидных равнин умеренного и тропического поясов называют часто угленосными толщами (формациями) лимнического (озерного) или погамического (речного) типа.

2. Осадки равнинных площадей аридного климата и их характерные особенности

Осадкообразование в области сухих равнин — степей, полупустынь и пустынь — весьма существенно с палеогеографической точки зрения, во-первых, потому, что сухие зоны занимают и занимали весьма крупные площади (в настоящее время свыше 25% поверхности континентов); во-вторых, потому, что расположение их на лике Земли строго закономерно. Как видно на рис. 30, современные аридные зоны тянутся двумя лентами, в общем параллельными экватору, на широтах от 10—15° до 40—50°, разделяя гумидную тропическую и гумидные умеренные зоны. Такая локализация сухих зон определяется, как известно, всем механизмом циркуляции атмосферы и, в частности, тем, что в эти зоны непрерывно оттекают воздушные массы, разогретые в экваториальной части и поднявшиеся здесь на большую высоту. Лишившись главной массы своей влаги при подъеме, растекающиеся от экватора к северу и югу воздушные массы на широтах 20—45° вновь опускаются книзу, но при этом, естественно, почти не дают дождей, откуда и вытекает появление засушливых зон, окаймляющих экватор на севере и юге. Такого же рода механизм воздушной цирку-

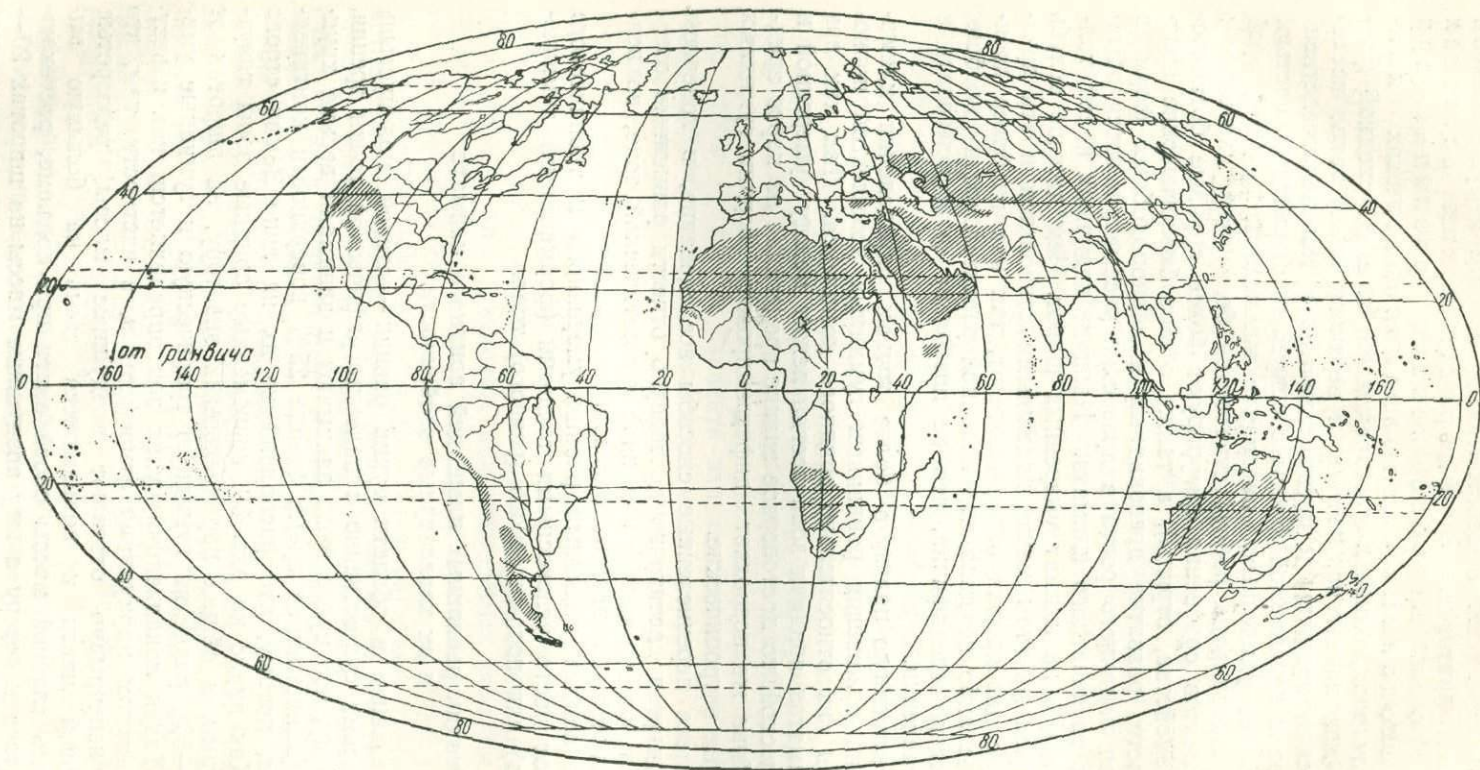


Рис. 30. Схематическая карта распространения современных пустынь и полупустынь
 Косая штриховка обозначает местоположение пустынь

ляции, несомненно, был свойствен Земле и в геологическом прошлом, ибо причины его коренятся в геометрической форме земного шара и ориентации земной оси. Именно поэтому засушливые области и привлекают к себе внимание палеогеографа. Прочертив на палеогеографической карте расположение засушливых полос, исследователь не только намечает часть континентов прошлого, но одновременно получает как бы ключ ко всей реконструкции палеоклиматологии ископаемых континентов.

Вот почему к выяснению всех признаков аридного комплекса среди осадков прошлого мы должны подойти особенно внимательно.

Рельеф современных засушливых зон варьирует. По периферии эти зоны в одних случаях (в Европе, Сибири, Северной Америке) примыкают к равнинам гумидного климата и составляют их естественное продолжение; в других районах (Азия, часть Сахара, Северная Америка) они окаймляются горными хребтами и целыми системами их, представляя собой внутриконтинентальные замкнутые бессточные чаши. В ряде случаев более или менее крупные хребты поднимаются и внутри засушливой зоны. За исключением этих гористых участков, вся остальная подавляющая часть аридных площадей представляет собой равнинную полосу часто с еще более плоским рельефом, чем в гумидных зонах.

Характерной особенностью аридных зон, накладывающей чрезвычайно резкий отпечаток на всю их седиментацию, является их сухость, т. е. резкое преобладание испарения над осадками. В то время как осадки пустынь и полупустынь измеряются всего 300—100 мм в год, испарение за то же время достигает 1—1,5 м. В результате, в центральных частях некоторых пустынь дождь не идет годами. Если даже тяжелые тучи и подойдут к краю пустыни, то только изредка их капли достигают горячей сухой почвы.

Нужно очень большое напряжение дождя, чтобы он дошел до поверхности земли. Если такие дождевые тучи подходят хотя бы к невысоким горным цепям со сравнительно прохладным воздухом на их вершине, то вода изливается из них уже не отдельными каплями, а целыми потоками — ливнем. Несколько ливней дают все годовое количество пустынных осадков.

Сухость аридной зоны ведет к тому, что в ней из фаций, свойственных гумидным площадям, одни не развиваются вовсе, другие — чрезвычайно резко и характерно видоизменяются.

Это касается прежде всего коры выветривания, которая в том виде, как мы ее описали выше, к центральной части аридной зоны исчезает. Глубокие химические изменения коренных пород, составляющие основу формирования коры выветривания, возможны лишь при обилии влаги, непрерывно промывающей верхние горизонты пород и производящей в них химическую работу; при дефиците влаги химические процессы приостанавливаются. Выветривание в аридной зоне почти целиком физическое; его продукты — более или менее крупная щебенка, мелкий детритус и пыль, покрывающие вершины пологих гор и плато. При этом некоторые, главным образом однородные и наиболее устойчивые, обломки, неразрушаемые далее, приобретают своеобразный вид многогранников, чаще всего трехгранников, со сторонами, часто хорошо отшлифованными и покрытыми буро-коричневой коркой пустынного загара. Последняя представляет собой скопление на поверхности обломка, в тончайшем слое, окислов Fe, Mn и иногда кремнезема, вытянутых испарением изнутри обломка вместе со следами присущей ему изначально горной влаги.

Сухость аридной зоны обуславливает также изменение растительного покрова на ее поверхности. Древесные формы исчезают, и лесная формация сменяется вначале травянистой (степной), а затем сплошной растительный покров исчезает. Это обстоятельство ведет к тому, что по периферии аридной зоны (в степях) делювиальный процесс усиливается, но с приближением к сильно засушливым районам замирает. В пустынях делювия уже нет.

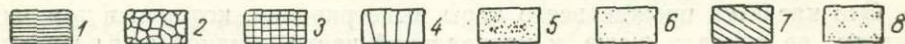
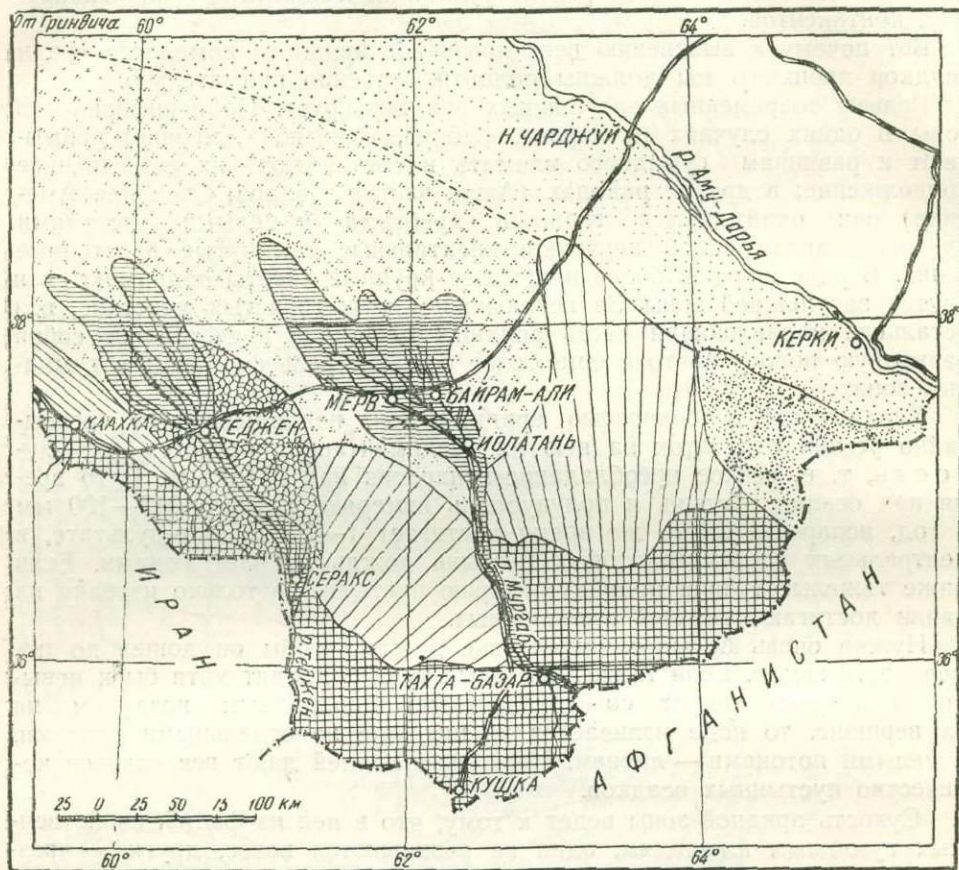


Рис. 31. Геоморфологические районы юго-восточных Кара-Кумов как пример соотношения пустынных фаций (по И. П. Герасимову)

1—дельтовые отложения рек Теджена и Мургаба; 2—такыровая зона Тедженской дельты; 3—возвышенные и холмистые равнины Батхиза и Карабия; 4—погребенные под золотым песчаным покровом такыровые (столово-останцевые) возвышенности Теджен-Мургабского и Мургаб-Амударьянского междуречий; 5—область холмистой древнедельтовой равнины, по В. А. Обручеву; 6—область древнеаллювиальной равнины Аму-Дарья, погребенной под золотым песчаным покровом; 7—предгорная пролювиальная равнина Копет-Дага; 8—древняя соединенная Мургаб-Тедженская дельта

Одновременно в аридной зоне развивается новый, отчасти родственный делювию фациальный тип — пролювий, выделенный впервые в 1898 г. А. П. Павловым (рис. 31). Пролювий — это продукт редких, но очень сильных ливней, которые свойственны пустыням и полупустыням. В короткий срок по ложбинам склонов образуются бурные потоки (сели), несущие огромные глыбы и массу тонкого материала; разливаясь по равнине, они бросают несомый материал, образуя веерообразные щебенчатые конусы выноса, иногда сливающиеся у подножия гор в сплошную ленту. Ил, песок, щебень и большие глыбы лежат в

этих конусах без всякой сортировки, хаотически, как в морене; валуны округленные и с едва отбитыми краями лежат рядом. Остатки не впитавшейся в почву мутной воды собираются в понижениях по периферии пролювиального плаща, образуя временные озера. О размерах их может дать представление случай, описанный В. А. Обручевым¹. Он наблюдал, как в середине апреля к северу от Кзыл-Арвата в течение 20 минут в понижении возникло озеро в 10—15 км шириной и необозримой длины, глубиной до 25 см. Очень скоро, однако, под лучами пустынного солнца, вода временного озера испаряется и дно его превращается в глинистую котловину, известную под названием такыра. Поверхность такыра совершенно горизонтальна и гладка, как паркет. Подобно налету золотистой бронзы, почву покрывает кое-где мелкая сухая трава, но часто поверхность низины вовсе лишена растительности. Глубокие трещины высыхания до 5—10 см в ширину разбивают почву такыра на многоугольные участки и так глубоко уходят в почву, что позволяют видеть ее строение. Оказывается, что почва такыров имеет отчетливую тонкую слоистость, обусловленную, вероятно, наводнениями каждой весны. «Когда летний жар,— говорит Рессель,— отнимает последнюю каплю влаги у пустынь, появляются белые солевые выцветы, образующиеся в результате кристаллизации различных солей, поднявшихся на поверхность по капиллярам»². Иногда выцветы солей на поверхности такыра так густы, что издали она кажется как бы покрытой снегом. Гигроскопические соли, покрывающие поверхность такыра, делают ее влажной и, следовательно, способной приклеивать к себе пыль, наносимую ветром. После сильного ветра с пылью такие влажные такыры бывают осыпаны как бы бурым порошком какао.

Резкое ослабление деятельности воды в засушливой зоне ассоциируется с чрезвычайно энергичной деятельностью ветра.

Обилие и громадная сила ветров — характерная черта пустынь. Каждая пустыня, по Вальтеру, — центр бурь. Пыльные смерчи представляют в ней ежедневное явление и взметают колоссальные облака и тучи пыли до 100 м в высоту. Этот напряженный ветровой режим неизбежно приводит к выносу из пустынь и к отложению по их периферии тончайше раздробленного глинистого материала. Вся пыль, образовавшаяся в пустыне, по выражению И. Вальтера, «все время блуждает в ней и переносится с места на место, постепенно вновь поднимается, нигде не оседает, каждый порыв ветра толкает ее и, наконец, она достигает краев пустыни»³. Обычно таким краем является степная местность, где инсоляция слабее, а ветры реже и не столь сильны, где почву чаще орошают осадки и защищает богатая растительность. В этой обстановке оседающая пыль фиксируется и образует постепенно толщи лёсса, характерного светлопалевого тонкозернистого (пылеватого) неслойистого суглинка, свойственного обычно степям, прилегающим к пустынной зоне. В Африке, где к Сахаре вплотную подходит Атлантический океан, тучи пыли выносятся на площадь последнего и принимают участие в сложении его осадков (так называемая, пассатная пыль). О количествах выносимого материала дает представление тот факт, что в 1863 г. на Канарских островах выпал пыльный дождь, масса которого достигла 3944000 м³.

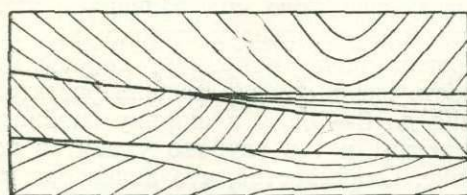
Внутри собственно пустыни деятельность ветра приводит к созданию огромных подвижных песчаных площадей — дюнных полей, характернейшего образования пустыни. Источники песка весьма различны: физическое выветривание массивных пород, развевание древних

¹ Закаспийская область. Изв. Всеросс. геогр. о-ва. 1885.

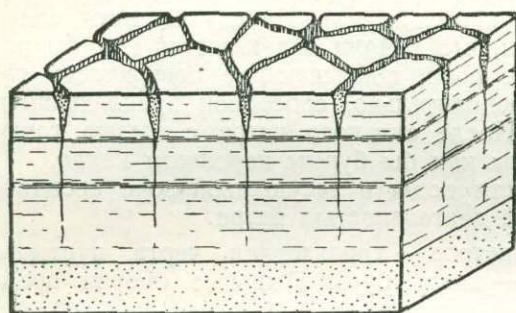
² Я. С. Эдельштейн. Курс геоморфологии. 1938.

³ И. Вальтер. Закон образования пустынь. 1911.

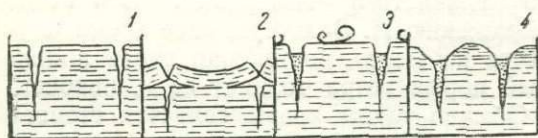
песчаных и песчано-глинистых морских, озерных и речных отложений, занос внутрь пустыни песка с современного морского побережья и т. д. Из всякой, содержащей песок, смеси в пустыне повсюду образуется рыхлый песок, и количество его во всех пустынях с ходом их развития все увеличивается. Размеры песчаных площадей колоссальны, и Кара-Кумы, например, занимают территорию примерно в 240 000 км², Сахара же и Гоби имеют еще большую площадь. Имеется ряд характерных признаков, позволяющих отличать в ископаемом состоянии такие эоло-



а



б



с

Рис. 32. Косая слоистость эолового типа (а) и трещины высыхания (б и с)

1—нормальный толстопризматический тип; 2—тонкопризматический тип; 3—пустынный папирус поверх такыра; 4—разрушенный такыр

туркестанских пустынь светложелтые, центральноаравийская пустыня Нефуд покрыта карминово-красным песком; красные дюнные пески свойственны также Австралии и южной Африке. Что касается слоения (текстуры) дюнных песков пустынь, то часто оно совершенно однородное, неслоистое. Но встречается и характерная косая слоистость. Косые серии, располагающиеся иногда многими этажами, в 10—15—20 м мощностью каждый, состоят из пластов с синклинально и антиклинально залегающими плоскостями напластования (рис. 32), причем угол наклона пластов обычно пологий—от 5° (подветренный склон) до 30° (наветренный склон). Внутри слоя материал совершенно однороден.

вые пустынные песчаные образования от песчаных накоплений иного генезиса. Как правило, дюнные эоловые пески тонкозернисты (диаметром обычно в доли миллиметра и не выше 1—2 мм), хорошо сортированы по размерам и чрезвычайно однообразны по минералогическому составу, почти чисто кварцевые. В высшей степени примечателен внешний вид отдельных песчинок. Они идеально окатаны, округлены, а поверхность их отшлифована и иногда как бы отлакирована, что и естественно, вследствие того непрерывного перекачивания песчинок, какое наблюдается в области пустынь (подвижные дюны). Иногда поверхность зерна слабо окрашена железистыми окислами в оранжевый, желтовато-бурый и красноватый цвет. Эта своеобразная корочка пустынного загара—следы железа, свойственного изначально минеральному зерну и вытянутого силою испарения на поверхность зерна. В массе своей эти зерна с корочкой загара окрашивают пустынные пески в желтоватый, красноватый, иногда лиловатый, и коричневый цвета. Например, пески

С пустынными дюнными песками ассоциируется ряд других явлений, которые помогают правильному диагнозу при анализе ископаемых пород. Так, например, в Кара-Кумах, несмотря на выдувание глинистого материала, некоторая часть его все же остается в дюнном песке. Зимними дождями и снегами эта пыль смывается в одно место и в песке образуются глинистые прослойки... «Почти все углубления в песчаном море (Кара-Кумов), — пишет Вальтер, — покрыт слоем глины, который образует вполне горизонтальный паркет, твердый, как ток, и обыкновенно разбитый на многоугольники трещинами, образовавшимися от высыхания. При толщине слоя глины в 1—2 см высохшие плитки закручиваются, как древесные стружки, и легко становятся игрушкой ветра, который уносит их в промежутки между песчаными дюнами и там засыпает песком... Если через впадину, покрытую еще не высохшим совершенно глинистым илом..., пройдут подвижные дюны, песчаное образование окажется разделенным вполне горизонтальной, скоро выклинивающейся глинистой прослойкой...».

При наличии в глубоких горизонтах песков солоноватой воды, в слоях песка, покрывающих воду, часто образуются кристаллы гипса со множеством вросших в них песчинок (репетецкие гипсы Закаспия).

Области пустыни, откуда ветер выносит пыль и песчаный материал, имеют обычно вид каменистых россыпей, где без всякой сортировки валяются крупные и мелкие угловатые обломки пород.

При большой сухости климата аридных зон естественно ожидать, что площадь их будет совершенно лишена сколько-нибудь устойчивых больших водоемов. В действительности же такие водоемы имеются и даже довольно обширные и многочисленны; достаточно припомнить озера Виктории и Рудольфа в Африке, серию озер на Великом плоскогорье в США (Большое Соленое и др.), Каспий, Аральское море, Балхаш и его соседей, большое количество крупных озер в Тибете и т. д. Все эти озера, однако, связаны генетически не с пустынным климатом, как таковым, а с наличием по периферии аридной зоны или даже внутри нее значительных горных цепей. При достаточной высоте гор, их вершины уходят за пределы засушливого климата в вертикальную влажную зону. Здесь существуют постоянные снежники, либо ледники, таяние которых поддерживает более или менее крупную водную артерию, а эта последняя, стекая с гор, питает тот или иной водоем в пустыне.

Вот почему все современные пустынные водоемы отчетливо тяготеют к окраинам, подножиям горных цепей, такой же парагенезис имел место, несомненно, и в прошлом. В некоторых случаях, как, например, Каспийское море, питание пустынного водоема происходит не столько с прилегающих гор, сколько с равнины, расположенной по соседству в условиях влажного климата и дренируемой какой-либо крупной рекой, в данном случае — Волгой. Однако это случай исключительный, не типичный.

Образование осадков в аридных водоемах происходит под влиянием трех факторов. Вместе с водой с гор в озерную котловину поступает большее или меньшее количество обломочных частиц, которые заполняют озеро и участвуют в сложении его осадков. Кроме того, тучи пыли, поднимаемой ветром, частично улавливаются озером и также способствуют образованию осадка. Одновременно с этими двумя процессами непрерывное испарение воды, внесенной в озеро реками, приводит к химической садке ряда солей, растворенных в воде, и эти хемогенные продукты являясь, таким образом, необходимой составной частью озерных илов. Именно их наличие и состав придают озерным отложениям аридных зон специфические черты, отличающие их от озерных осадков влажных областей.

Главным типом осадков в озерах аридной зоны являются обломочные отложения: в прибрежной полосе — пески, среднезернистые и мелкозернистые, в центральной области — илы, более или менее обогащенные продуктами химического осаждения. Состав этих последних весьма варьирует и зависит от общей солености озера, а также ионного состава раствора.

В наиболее распространенном типе воды мало засоленных аридных озер в растворе имеются: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, Na_2SO_4 , MgSO_4 , NaCl .

При выпаривании такой воды в самой начальной стадии концентрация всех компонентов раствора равномерно растет. Очень скоро, однако, CaCO_3 достигает насыщения и начинает уходить в осадок и накапливаться в илах. Следом за ним, через некоторый интервал времени, выпадает доломит, и озерные известковистые илы (и пески) сменяются известководоломитовыми. Общее содержание карбонатов в озерных осадках сильно варьирует, от немногих процентов до 60—70%, что зависит исключительно от соотношения масс осаждающегося карбонатного материала и поступающих в озеро илистых частиц. В предустьевых районах рек, питающих озеро, где терригенный илистый материал обилен, карбонатность резко понижена. В центральных (и вообще удаленных от рек) участках образуются сильно карбонатные илы. На описываемой стадии карбонатно-терригенной седиментации в озерных водоемах обычно еще живет фауна двустворок, гастропод, остракод, иногда фораминифер, остатки которых более или менее часто встречаются в илах. У более крупных озер на этой стадии развития раковины на некоторых участках скопляются такими массами, что образуют раковинные банки, имитирующие морские ракушечники, но отличающиеся от них видовым составом и общей качественной бедностью фауны (*Valvata*, *Dreissensia*, *Adacna*, *Monodacna*, *Oligodon*, *Micromelania*, *Hydrobia*, *Potamides*, *Palaemonitella*^o, *Murchisonia*^o и др.¹). На составе воды осаждение карбонатов Ca и Mg сказывается тем, что с началом садки кальцита содержание Ca перестает расти, удерживаясь на одном постоянном уровне, отвечающем насыщению CaCO_3 озерной воды; с началом садки доломита то же самое происходит и с MgCO_3 . Концентрация магния продолжает расти, ибо в озерной воде этот элемент связан, кроме CO_3 , еще с SO_4 и с Cl . Вода озера все больше приближается к сульфатно-хлоридному типу. При дальнейшем осолонении озерного водоема жизнь из его осадков исчезает и характер хемогенной седиментации меняется. В условиях климата с холодными зимами при соленостях в 15—16% и выше в осадок начинает уходить мирабилит ($\text{N}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). В теплое летнее время года часть выпавшей соли растворяется, но часть остается, и таким путем происходит постепенная разгрузка воды от сульфатов и частично от Na . Озеро переходит в стадию водоема с сильно концентрированной хлоридной водой, причем Cl связан частью с Na , частью с Mg , особенно с последним. Параллельно с садкой сульфатов всегда оседают, но количественно в гораздо меньшей степени, и карбонаты CaCO_3 и MgCO_3 ; последний садится в виде доломита, а иногда в виде магnezита. При достижении достаточной общей концентрации солей (около 24—25%) из хлоридной рапы садится NaCl и возникают пласты каменной соли. На этом обычно осадконакопление в континентальных озерах и кончается. Садки калиевых солей в них, в отличие от лагун морского происхождения, не наблюдается. С отложением NaCl вода озера высыхает, озеро засыпается терригенным материалом и превращается в солончак или такыр.

¹ Отмеченные знаком ^o формы жили в ископаемых водоемах.

Таков нормальный цикл жизни озера засушливой зоны, достаточно, как видим, отличный от цикла озер гумидного климата. Быстрота, с какой проходит озеро свой жизненный путь, и здесь зависит прежде всего от размеров водоема: чем крупнее бассейн, тем длительнее его история и тем более мощную серию терригенных и хемогенных осадков он оставляет после себя. Поэтому в современной засушливой зоне можно встретить водоемы, стоящие на самых различных стадиях эволюции. Так, два наиболее крупных водоема — Каспийское и Аральское моря — находятся еще на самой первоначальной стадии отложения терригенно-карбонатных илов — с высоким, обычно, насыщением их CaCO_3 . В Каспии (см. рис. 25) глубоководные илы содержат 10—20% CaCO_3 , в мелководных же осадках процент карбонатности достигает 50—70%. Интересно ясно выраженное тяготение карбонатов к восточному побережью моря, где как раз и отлагаются «белые илы» с максимальным насыщением кальцитом. Причина заключается в том, что к восточному побережью доходит только ничтожная порция того терригенного глинистого материала, который выбрасывается в море Волгой, Тереком, Курой, подавляющая же масса его фиксируется в западной части моря (отсюда здесь низкий процент CaCO_3).

Что касается формы нахождения в Каспии кальцита, то главную массу составляет порошкообразный кальцит, являющийся преимущественно хемогенным осадком. Существенную роль играет также и органический кальцит, образующий раковины двустворок (*Didacna*, *Monodacna*, *Dreissensia*), гастропод (*Micromelania* и др.) и выделяющих известь водорослей. Массовые скопления скелетов этих организмов слагают обширные поля ракушечников, протянувшиеся на запад в северный Каспий и образующие ряд более мелких участков вдоль западного побережья. Везде ракушечники локализуются на небольших глубинах в зоне перехода от песчаных к илистым осадкам. В прибрежной восточной зоне Каспия с ракушечниками связана еще иная форма карбонатов — кальцитовые солиды, представляющие собой шарики размером с просяное зерно; центром их являются обычно мелкие обломки раковин, облекающий же кальцит слагается большим числом тончайших концентрических оболочек. Илы Аральского моря значительно богаче CaCO_3 — от 25 до 70%, причем наименьшая карбонатность связана с предустьевыми частями Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, наибольшая же — с центральной зоной Арала. Ракушечники приурочены преимущественно к мелководной меридиональной отмели вдоль западной половины озера. Солиды часто встречаются на этой же отмели.

Более высокий этап развития озер засушливой зоны демонстрирует оз. Балхаш, значительно уступающее предыдущим по своим размерам и главным образом по своей водной массе. Как видно из рис. 33, оз. Балхаш представляет собой область стока рек Или, Каратала и Лепсы, причем первая из них доставляет 80% всей воды озера. В западной, сильно опресненной, части озера с соленостью 0,01—0,15% садятся пески и илы с большой примесью кальцита. В крайнем же южном — Алакульском — и в восточном — Лепсинском — плесах с их осолоненной (0,5—1,5%) водой, помимо кальцита, садится уже и доломит, в количествах до 70% от всей суммы карбонатов или до 42% от веса ила, и илы становятся таким образом известково-доломитовыми. Характерно при этом, что доломитность илов связана лишь с самыми верхними их горизонтами и при углублении в осадок постепенно понижается до очень низкого уровня. Это значит, что доломитонакопление в оз. Балхаш — явление геологически недавнее и находится еще, так сказать, *in statu nascendi*. Зародившись в наиболее отдаленных и «глухих» заливах озера с сильно измененной водой, процесс доломитобра-

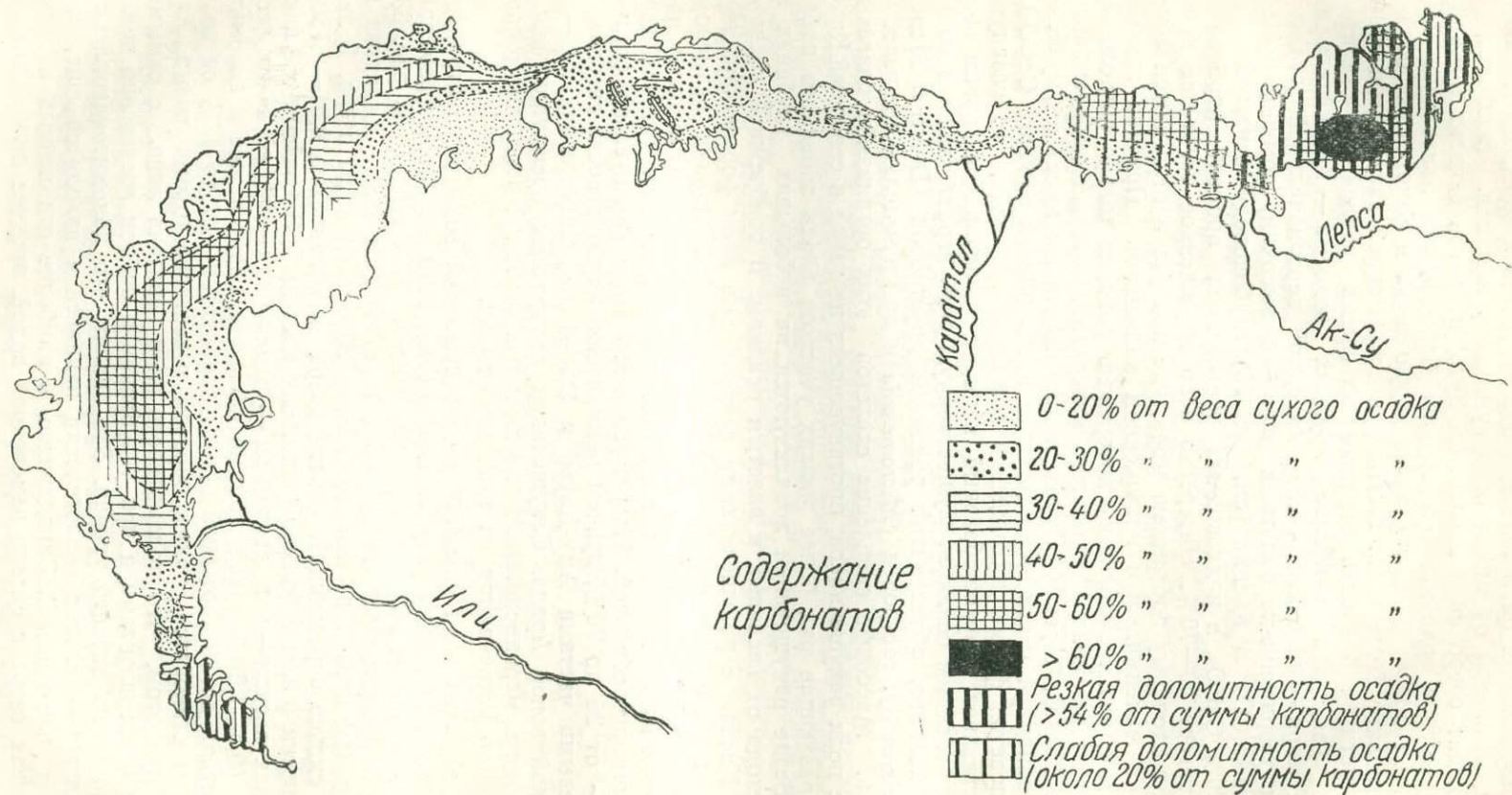
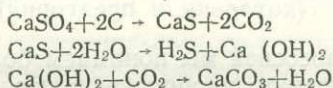


Рис. 33. Распределение карбонатов кальция и магния в осадках оз. Балхаш (в процентах от веса сухого осадка)

зования постепенно расширяется, заходя и в более центральные части водоема. Это пока единственный детально изученный и освещенный в мировой литературе случай современного доломитонакопления в озерах засушливой полосы, идущий в широких масштабах. Но, вообще говоря, доломитонакопление (может быть, в меньшей степени), вероятно, широко распространено в водоемах засушливых областей, где в воде успела накопиться большая масса $MgCO_3$.

Еще более высокая стадия осолонения с седиментацией мирабилита ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) или тенардита (Na_2SO_4) демонстрируется заливами перечисленных только что крупных озерных водоемов, в частности заливом Кара-Богаз-гол (Каспий), и рядом мелких соленых озерков, сопровождающих Балхаш. Кроме того, много озер с аналогичной сульфатной седиментацией существует в Кулундинской степи. Здесь же, в Прибалхашье и Кулунде, встречаются озера последней стадии развития, осаждающие $NaCl$. Иногда озера различных степеней осолонения и разного «седиментационного возраста» нанизываются, как цепочка, на один и тот же водоток, соединяющий их друг с другом. Таковы, например, озера Кулундинское и Кучук, питаемые р. Кулундинкой; из них первое имеет соленость до 4% и осаждает карбонатно-терригенные илы, второе же, как конечная котловина стока, к тому же много меньше по размерам, достигло солености 18% и садит мирабилит, смешанный с илом и карбонатами $CaCO_3$ и $MgCO_3$. Вообще карбонаты магния принимают нередко заметное участие в осадках перечисленных водоемов высокой стадии осолонения.

При обилии сульфатов в воде пустынных водоемов, в их илах, а иногда в придонной воде, сильно развивается деятельность десульфатизирующих бактерий, восстанавливающих сульфаты и выделяющих H_2S . Реакция идет, как обычно принимают, по схеме:



Выделяющийся $CaCO_3$ уходит в осадок, сероводород же частью улетает в атмосферу, частью окисляется до S , а главным образом соединяется с Fe в гидротройлит $Fe(HS)_2$, черную коллоидную массу, окрашивающую илы в черно-синий цвет. Старение этого соединения приводит к возникновению FeS , а с присоединением S (из рассеянной в иле) — к образованию FeS_2 , т. е. пирита, мельчайшие шарикоподобные тельца которого обильны в озерных илах засушливой зоны.

С краевыми частями озер, обычно в начальной стадии их развития, связаны еще некоторые интересные образования. Нередко эти участки характеризуются обширными зарослями камышей (особенно в устьях рек), дающими приют птицам и четвероногим. При постепенном отмирании растений образуются илы, обогащенные органическим веществом, а порой даже торфянистые массы, которые в ископаемом состоянии могут дать углистые сланцы и даже прослойки угля. Кроме того, всем озерным водоемам пустынной зоны, как большим, так, особенно, и маленьким, присуща резкая изменчивость по размерам и по глубине (иначе говоря, по уровню), зависящая от колебаний климата. Так, например, оз. Балхаш при средней глубине 4 м испытывает периодические колебания уровня в 1,8 м, Аральское море — в 2 м, Большое Солёное озеро — в 1,5 м. Поскольку берега озер обычно весьма пологи, такие колебания уровня сказываются в сокращении (и соответственно в разрастании) площади воды на многие сотни квадратных километров. На высохшей поверхности озера, как на такыре, возникают трещины высыхания, перелетные птицы и четвероногие оставляют отпечатки сво-

их ног; все эти деформации при засыхании ила отвердевают и при новом расширении озера заполняются осадком и переходят в ископаемое состояние, как документы своеобразного режима водоема. Довольно часто таким же путем консервируются волноприбойные знаки (*ripple marks*).

Таковы фации аридной полосы, образующие в своей совокупности фациальный комплекс аридных равнин. Как видим, комплекс этот существенно отличается от гумидного как обликом однотипных фаций (озерные отложения), так и наличием специфически аридных образований: эоловых отложений, пролювия, россыпей щебенки, замещающих кору химического выветривания. Вместе с тем аридные фации отличаются от гумидных значительно большей устойчивостью и закономерным расположением в пространстве. Огромные площади центральных частей пустыни заняты монотонной песчаной фацией, которая на высоких плато сменяется россыпями щебенки. Только по периферии аридной зоны, у горных цепей, седиментация становится разнообразнее. У подножия гор здесь тянутся сплошной лентой или цепочкой шлейфы пролювия, разделенные блюдцеобразными котловинами крупных и малых такыров. В некотором отдалении от гор здесь же локализуются и озерные водоемы с их глинисто-карбонатными, солевыми и песчаными осадками и порою аллювиальные отложения питающих озера рек.

Что касается мощности осадков аридных равнин, то она в центральных частях равнин обычно невелика и измеряется десятками метров, но вблизи горных краев растет и может достигать 200—300 м и более.

В ископаемом состоянии осадки аридных равнин составляют значительную часть, так называемых, красноцветных толщ.

3. Фациальный комплекс межгорных депрессий (котловин и предгорий)

Под межгорной депрессией мы понимаем более или менее значительную по площади котловину, располагающуюся внутри крупной горной цепи обычно по ее простирацию. Современными представителями этого типа являются Ферганская и Иссык-Кульская котловины в Средней Азии, Рионская и Куринская долины на Кавказе, депрессия между Альпами и Юрскими горами в Европе, Калифорнийская долина в Северной Америке и т. д. Из этих примеров видно, что межгорные котловины по площади представляют собой образования гораздо более скромные по сравнению с гумидными или аридными равнинами, и если тем не менее мы выделяем их в особый фациальный комплекс, то делаем это из-за некоторых специфических особенностей, присущих отложениям межгорных равнин, — особенностей, которые позволяют реконструировать по ним площади древнего горного рельефа.

Изучение геологических карт межгорных котловин показывает, что главная масса их новейших отложений относится к двум типам. Первый образуют огромные пролювиального характера шлейфы, обрамляющие подножие гор и уходящие (постепенно меняя свой характер) к центру депрессии. Непосредственно у подножия склонов эти шлейфы образованы нагромождением грубых и мелких обломков, частью свалившихся сверху под влиянием силы тяжести (горные осыпи и обвалы), частью снесенных силой дождевых и талых снеговых вод. Нагромождение этих обломков совершенно хаотическое, а сами они лишены каких-либо следов окатывания и обработки водой; их размеры колеблются от нескольких сантиметров до нескольких метров. Дальше от хребта в составе шлейфа начинает встречаться более тонкий детритус, а затем и примесь глинистого материала. Шлейф приобретает более или

менее отчетливый характер пролювия, состоящего главным образом из грубых обломков с примесью, иногда располагающегося линзовидно, песчано-глинистого материала. Чем дальше от хребта мы отодвигаемся, тем заметнее примесь тонких частиц. С этими периферическими частями пролювия в ряде случаев ассоциируются заболоченные пространства и большие или меньшие площади торфяников, ибо дождевые и снеговые воды, сбегаящие со склонов хребта, поглощаются в значительной степени грубозернистым пролювием и превращаются в подземные; в нижней части пролювия, в связи с его возрастающей глинистостью, грунтовые воды подпруживаются, их уровень поднимается, и это приводит к возникновению болот и торфяников.

Вдоль центральной части депрессии, как правило, располагается река, дренирующая долину и окружающие ее горные цепи. В долине на большем или меньшем протяжении формируется аллювий. В отличие от равнинных рек, реки межгорной депрессии отличаются более стремительным, бурным характером. Они не меандрируют, и пойма их отличается малой шириной. Вместе с тем, в связи с большей скоростью течения реки, аллювий котловин гораздо более грубозернист и часто слагается галечниками и грубозернистыми песками.

В некоторых депрессиях, например, Иссык-Кульской, частью внешнеальпийской, располагаются значительные озера: Иссык-Куль, Женевское, Баденское. К сожалению, их осадки известны плохо, и мы не можем пока на современных озерах установить отличия озерных отложений межгорных котловин от их аналогов в гумидных равнинах.

В целом, как видим, осадки межгорных котловин слагаются пролювием, речным и иногда озерным аллювием, т. е. теми же фаціальными типами, какие мы уже видели и в других фаціальных комплексах. По своему облику они, однако, заметно отличаются от равнинных аналогов.

Пролювиальным и аллювиальным отложениям межгорных котловин свойственна чрезвычайная грубозернистость. Они состоят главным образом из крупных обломков; мелкозернистый материал здесь отступает на задний план и проявляется в заметной степени лишь в центральных, удаленных от гор частях котловин. Вместе с тем всему осадочному комплексу межгорных котловин свойственна большая мощность, измеряемая часто сотнями (и до тысяч) метров. Обе эти черты осадкообразования межгорных котловин, очевидно, теснейшим образом связаны с резкой расчлененностью рельефа и высотой окружающих их гор, а также с большой энергией эрозионных процессов. Можно сказать, что чем сильнее расчленен рельеф окружающих депрессию цепей, тем большую мощность имеют котловинные осадки и тем они грубозернистее. Совершенно очевидно, что как раз эти особенности осадконакопления межгорных котловин — грубозернистость и мощность — являются теми особенностями, по которым мы можем реконструировать наличие в прошлом на некоторых территориях расчлененного горного рельефа или, иначе, гористых частей древних континентов.

Климатически межгорные котловины принадлежат к зонам как аридного, так и гумидного климатов. Однако на осадкообразовании котловин это обстоятельство сказывается сравнительно слабо. Это и понятно. Если даже дно котловины и находится в аридной зоне, то средние и верхние части горных цепей, ее окружающих, все равно уходят в вертикальную влажную область, и режим сноса с них обломочного материала мало чем отличается от зон гумидных. Горный рельеф в данном случае оказывает нивелирующее влияние на осадконакопление в межгорных впадинах. Это выражается, между прочим, и в том, что даже в котловинах с аридным климатом на дне часто и в изобилии обра-

зуются торфяные болота, а следовательно, угольные пласты, генетически связанные с пролювием (Г. Ф. Крашенинников), как это видно, например, в Ферганской и Таджикской депрессиях. В котловинах с влажным климатом накопление торфяников выражено, повидимому, еще резче (болота Колхидской низменности — в устье Риона). В ископаемых толщах, возникших в межгорных котловинах, поэтому часто встречаются целые месторождения каменных углей, выделяемые Крашенинниковым в особый генетический тип межгорных котловин, примером чего могут служить месторождения Челябинское, Буреинское и др. Характерно, что галогенных отложений в межгорных котловинах почти не встречается. Таким образом, нивелировка климатических влияний в межгорной котловине идет за счет подавления черт аридной седиментации и доминирования признаков гумидного осадконакопления. Аналогичными особенностями отличаются континентальные отложения территорий, прилежащих к горным хребтам и известных под названием предгорных впадин.

Ниже, при описании истории Земли, мы увидим, что осадки межгорных котловин и предгорных впадин наиболее распространены среди ископаемых континентальных отложений. Мощные красноцветные и угленосные толщи часто отлагались в прошлом в межгорных котловинах или предгорных впадинах. По простиранию они переходят в комплекс осадков гумидных или аридных равнин.

4. Фациальный комплекс площадей материкового оледенения

В настоящее время площади литосферы, непосредственно примыкающие к северному и южному полюсам, покрыты вечным льдом, который частью приурочен к морю и одевает его ледяной шапкой, частью к континентальным площадям — например, к Антарктике, Гренландии, где мощность покрывающей ледяной шубы доходит до 1000—1200 м у первой и до 1400 м у второй. Это и есть своеобразная фациальная зона, часть которой, связанная с материковыми участками, выделяется нами под названием зоны материкового оледенения.

Изучение осадков этой зоны на современном материале, к сожалению, не может быть сделано из-за их слабой доступности. Но этот провал возмещается тем, что на обширной территории северо-западной Европы (Фенноскандия, север Англии, Германии, СССР) развиты новейшие осадки, которые, как показало исследование, связаны с недавно (всего 16 000—20 000 лет тому назад) бывшим громадным оледенением севера Европы. Осадки эти прекрасно сохранились, и на них могут быть выявлены все характерные черты подобного рода образований вообще, почему мы на них именно и остановимся.

Наиболее характерным членом этого комплекса, раньше других привлечшим к себе внимание геологов, является так называемая валунная глина (рис. 34). Петрографически эта порода представляет собой чаще всего бурую или красно-бурую супесь (или суглинок), совершенно неслоистую, в которой без всякого порядка и сортировки разбросан грубый кластический материал, начиная от песчинок и кончая крупными валунами. Внешний облик валунов очень своеобразен. Валун представляет собой обычно несколько уплощенный кусок твердой породы (песчаника, кристаллического сланца, гранита, гнейса и т. д.), углы которого лишь слегка притуплены и обтерты, верхняя же и нижняя большие поверхности не только обтерты, но отполированы, часто до глянца. Меньшие боковые поверхности, как и углы, обтерты слабо и полировки не несут или несут редко. На полированных или лишь обтертых поверхностях довольно обычны царапины или штрихи, полученные от воздей-

ствия на данный кусок другой, более твердой породы. Размеры кристаллических валунов чрезвычайно различны. Начинаясь галечками величиной с обычное зерно песка, они достигают метровых размеров. Так, в западной Польше были описаны кристаллические валуны в 10 м длины и 6 м ширины (провинция Познань). Бросается в глаза отсут-

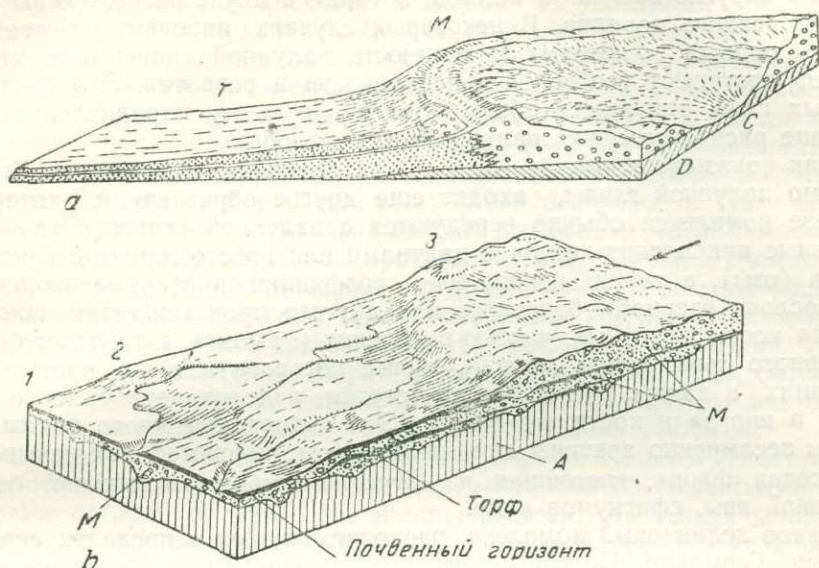


Рис. 34. Ледниковый комплекс северной Европы и Северной Америки

a—ледниковый комплекс Европы (по А. Пенку)

C—центральная впадина; *M*—моренный амфитеатр; *T*—переходный конус; *D*—друмлины

b—ледниковый комплекс Северной Америки (по Ч. Шухерту)

M—моренные отложения: 1—первого оледенения; 2—второго оледенения; 3—третьего оледенения

A—коренные породы

Стрелка указывает направление движения ледника. Первое оледенение покрыло всю площадь. В межледниковое время на морене развился почвенный покров, были врезаны реки. При втором оледенении ледник покрыл лишь часть территории; в правом углу диаграммы морена первого оледенения была в это время разрушена. Во второе межледниковое это у образовался второй почвенный горизонт и были врезаны новые речные русла. Третье оледенение имело место лишь на незначительной площади. Передан характер моренного ландшафта

вие связи между составом валунов и составом пород, на которых лежит валунная глина. Если взять, например, валуны Московской области, то по петрографическим признакам они обычно не имеют никакого сходства с местным нижним мелом и юрой, но, как правило, сложены породами, чуждыми Московской области, большей частью изверженными (гранитами) или метаморфическими (гнейсами), имеющими ближайших родичей в вулканических и метаморфических породах Скандинавского полуострова. Значительно реже к ним примешаны валуны из местных пород. То же можно наблюдать и для любой другой точки развития ледникового комплекса.

Существенной чертой валунной глины является полное отсутствие синхроничных с нею остатков органического мира. Правда, остатки ископаемых в этой глине все же встречаются. Однако при исследовании этих остатков каждый раз неизбежно убеждаются, что они происходят из каких-либо более древних слоев и только переотложены, в валунной глине, а не образовались одновременно с ней.

Очень характерно распространение валунной глины. Она целиком приурочивается к северной половине Европы и не заходит ниже 50°

широты. На площади же своего развития она располагается более или менее сплошным покровом очень неровной мощности, то раздуваясь в десятки метров, то сходя почти на-нет и даже выклиниваясь. Благодаря такому неправильному колебанию мощностей, рельеф в области развития валунной глины оказывается чрезвычайно характерным. Он состоит из ряда округло выпуклых холмов, которые в плане расположены обычно без всякого порядка. В некоторых случаях, впрочем, удается установить полосы, в которых и мощность валунной глины и холмистый рельеф достигают особенной выраженности и развития. Это гряды валунных глин, тянущиеся обычно более или менее параллельно южной границе распространения валунной глины вообще.

Как показывает рис. 34—а, в состав ледникового комплекса Европы, помимо валунной глины, входят еще другие образования, которые в разрезе комплекса обычно чередуются с валунной глиной. Это — своеобразные накопления песков с валунами или просто длинные гряды валунов (озы), а также ископаемые торфяники и озерные отложения. В прослоях озерного, болотного или другого происхождения находятся иногда кости животных, частью вымерших (мамонга, гигантского оленя, пещерного льва, дикой лошади, гиены, носорога и т. д.), частью ныне живущих, а также растительные остатки, изделия первобытного человека, а иногда и кости его самого. Эти ископаемые часто показывают следы несомненно арктического климата, как, например, так называемая дриасовая флора, состоящая из *Dryas octopetala*, карликовой березы, полярной ивы, сфагномов и др.

Таков ледниковый комплекс, располагающийся в пределах северной Англии, Германии, Польши и северной части СССР. Мощность его в разных местах различна. В Скандинавии она обычно ничтожна и измеряется метрами, в более южных районах сильно возрастает и достигает многих десятков метров.

Своеобразие только что описанных отложений настолько велико, что они, естественно, с самого начала обрагили на себя внимание геологов. Какие причины вызвали формирование этого комплекса?

При попытках разрешения поставленных вопросов геологи уже давно обратили внимание на то, что валунные глины четвертичных отложений Европы чрезвычайно похожи по своему типу на моренные отложения современных ледников. Та же хаотическая смесь глины с более грубым обломочным материалом, тот же характер самих валунов, то же отсутствие ископаемых, наконец, та же связь с валунными песками. Это сходство настолько замечательно, что уже в начале XIX века ледниковая природа описанных четвертичных отложений почти не вызвала сомнений. Но как эти ледниковые отложения могли оказаться на Польской низменности и Русской равнине, где сейчас нет ни ледников, ни гор для их образования? Решение этого вопроса представило много затруднений и в свое время вызвало много споров. Имелись два пути для толкований. Во-первых, можно было воспользоваться современным примером Гренландии, где остров, покрытый ледником, окружен со всех сторон морем. Ледник, подходя к берегу, всплывает, от него отламываются глыбы льда, которые дальше плывут как айсберги, тают и оставляют на дне несомый ими моренный материал. В четвертичное время таким островом могла быть Скандинавия, так как валунный материал, как мы видели, повсеместно скандинавского происхождения, море же по этой гипотезе должно было покрывать всю остальную территорию развития ледникового комплекса. При таком толковании мы имели бы в четвертичное время на площади северной Европы своеобразную трансгрессию полярного моря. Но можно было думать и совсем иначе. А именно, можно было допустить, что вся площадь развития ледникового ком-

плекса в северной Европе была в четвертичное время покрыта огромным материкового типа ледником, который сползал со Скандинавии во все стороны — на запад, юг и восток, и после таяния оставил «ледниковый комплекс», т. е. морену и другие, с ней связанные, образования.

Интересно, что симпатии первых исследователей (30—70-х годов XIX столетия) склонялись целиком к первой из указанных гипотез, сформулированной впервые Ч. Ляйелем и получившей название теории ледникового дрефта. Исторически это вполне понятно: 30-е годы были эпохой, когда впервые во всеоружии выступили на сцену принципы актуализма, сформулированные Ляйелем, и когда школа катастрофистов под натиском новых идей теряла свой научный авторитет. Допущение в четвертичное время грандиозного материкового оледенения северной Европы, т. е. условий, столь резко отличных от современных, казалось возвратом к оставленным уже воззрениям катастрофизма и уже по одному тому встречало противодействие. Наоборот, предложенная Ляйелем теория ледникового дрефта, целиком использующая современные явления и факторы (Гренландия) для истолкования событий прошлых эпох, казалась чрезвычайно убедительной и вероятной. Таким образом, в предпочтении теории дрефта, в конце концов, сыграл роль не столько детальный и методический анализ всей суммы фактов, сколько общие методологические установки тогдашних геологов.

К 70-м годам XIX столетия горячая пора борьбы с катастрофистами проходит, суждения становятся более документально обоснованными, а взгляд более острым. И сейчас же обнаруживается, что теория дрефта Ляйеля отнюдь не является такой уже убедительной, как это казалось раньше. Целый ряд обстоятельств противоречит теории дрефта или просто ею не объясняется. Так, например, совершенно непонятно и необъяснимо полное отсутствие раковин морских животных, которые по этой теории обязательно должны быть широко распространены в ледниковом комплексе, в под- и надморенной глине и в морене. Совершенно непонятно наличие бараньих лбов, т. е. крупных округленных холмов твердых пород, отполированных с поверхности и часто несущих следы царапин и штрихов. Совершенно необъяснимы чрезвычайно резкие и в то же время строго локальные дислокации коренных пород, залегающих под мореной; ни один геолог не в состоянии признать за ними тектоническую природу. Наконец, абсолютно необъяснимо существование морены из местных пород, с местными валунами и целыми отторженцами во многие сотни кубических метров. Как бы ни модифицировать теорию дрефта, ответа на эти вопросы получить не удастся. Но все перечисленные факты становятся совершенно понятными, как только мы допустим, что не море разносило тающие льды, но сам ледник двигался по площади распространения ледникового комплекса и при этом полировал и царапал несомыми валунами твердые породы своего ложа (бараньи лбы, шрамы), сминал это ложе, где оно оказывалось мягким и податливым (подморенные дислокации), отторгал от него куски и частью «пережевывал», перетирал их, частью оставлял нетронутыми (валуны местных пород в морене). Вот почему более беспристрастные работы 70-х годов повели к быстрому краху теории ледникового дрефта и замене ее теорией движущихся ледниковых покровов. Стоит отметить, что одним из первых, обстоятельно аргументировавших эту новую точку зрения, был П. А. Крапоткин, который являлся не только выдающимся революционером, но и крупным естествоиспытателем. Из иностранных геологов наиболее поработал в этом направлении Торрел. В настоящее время теория ледниковых покровов является теорией, стоящей вне всяких сомнений и сделавшейся уже не столько теорией, сколько фактом.

Разъяснение генезиса валунной глины северной Европы как ледниковой морены позволило понять генезис ряда других образований, тесно связанных с мореной и образующих вместе с нею ледниковый комплекс (см. рис. 34).

В числе таких образований нужно отметить прежде всего обширные зандровые поля или песчаные накопления, содержащие более или менее значительную примесь валунного материала. Эти поля окаймляют конечную морену и являются отложениями талых вод ледника, выносивших с собой много обломочного материала и частично перебивавших морену.

Другим типом песчаных накоплений являются озы — узкие и длинные валы или гряды, протягивающиеся извилистой линией в направлении бывшего движения льда. Ширина их достигает 100 м, длина 30—40 км; слагаются они обычно горизонтально или косослоистыми отложениями песков, гравия и галечников большей частью без глинистых прослоев, но с валунами. Галька, гравий и валуны всегда хорошо окатаны. Генезис этих образований не вполне выявлен. Вероятнее всего, они представляют собой, как указал де-Геер, конуса выноса подледниковых рек. Так как ледник отступал, то конус выноса реки каждый год возникал несколько севернее предыдущего; в результате серия озых образований представляет собой отложения, обозначающие путь отступления ледника.

С краем ледника связана обычно цепь осадков приледниковых озер. Последние возникали преимущественно в период отступления ледника в углублениях неровного рельефа конечной или донной морены. Осадкам приледниковых озер свойственна часто своеобразная слоистость, известная под названием ленточной. Ленточные глины представляют собой чередование глинистых и песчаных прослоев, каждый толщиной от 0,5 до 2—5 см. Отложение песков происходило летом, в период бурного вноса в озеро талых вод и интенсивного поступления более грубозернистого материала. Глины возникали осенью и зимой, когда поступление воды в озеро резко убывало и она могла нести с собой лишь тонкозернистый материал.

На низких заболоченных участках тундры, примыкавшей к леднику, возникали торфяники.

Осадки типа четвертичного ледникового комплекса со всеми его фациями — мореной, зандровыми песками, ленточными глинами и т. д. — известны и из более древних горизонтов, например, из верхнего палеозоя южного полушария (Южная Америка, Австралия, Африка, Индия), из нижнего кембрия (Австралия) и даже из нескольких свит докембрийских. Во всех случаях их диагностика связывалась с обнаружением морены с валунами, носящими характерные следы ледниковой обработки, а также с наличием под мореной полированных и исштрихованных поверхностей. В общем же осадки северной и южной полярных шапок представляют в ископаемом материале относительно очень редкие явления, и толкование их генезиса (как увидим ниже) встречается иногда с огромными трудностями.

5. Континентальный осадочно-эффузивный комплекс и его особенности

На территории континентальных массивов как в современную эпоху, так и в геологическом прошлом, помимо осадочных пород, возникали также значительные массы изверженных пород, образующих параллель-морскому эффузивно-осадочному комплексу. Локализации континентального эффузивно-осадочного комплекса в пространстве явно не зависела от климатических условий и определялась исключительно тектоническими причинами. Наземные излияния характеризовали районы ин-

тенсивных тектонических движений. А так как последние сопровождались обычно возникновением значительного рельефа, то континентальные эффузивно-осадочные комплексы, естественно, как правило, ассоциируются с комплексами межгорных котловин и переходят в них по простиранию.

Петрографически континентальный, эффузивно-осадочный комплекс складывается из переслаивающихся лав, туфов и туфобрекчий. В зависимости от характера магмы, в одних случаях выбрасывается очень много пепла и бомб и мало лав (кислые, вязкие магмы), в других, наоборот, изливается почти одна лава (основная магма). В эпохи затишья поверхность вулканических пород в одних местах эродирована текучими водами, в других выветривается, в третьих покрывается толщей пролювиальных и делювиальных отложений. Кратеры заполняются водой, и в них возникают озерные отложения большей или меньшей мощности, со специфической фауной и флорой; могут возникать и торфяные пласты. При оживлении эффузий все эти отложения перекрываются новой толщей туфов, лав и т. д. Засыпание пеплом наземных животных и растений приводит порой к появлению органических остатков и в туфовых породах.

Из сказанного видно, что строение континентального эффузивно-осадочного комплекса близко напоминает строение его морского аналога. Имеются, однако, и отличия. В континентальном комплексе полностью отсутствуют известняки и фация яшм и кремнистых пород с сопровождающими их накоплениями Fe, Mn, Al_2O_3 . Это и естественно, ибо здесь отсутствует водная среда, способная аккумулировать поствулканические продукты фумарольно-сульфатарной деятельности; эти выделения в континентальных условиях попросту рассеиваются в воздухе. Зато поверхности размыва внутри эффузивных свит, следы коры выветривания, специфические фации терригенных пород (делювий, пролювий) свойственны только континентальному комплексу, отсутствуя у морского.

К сожалению, все эти диагностические признаки различий далеко не всегда выражены достаточно отчетливо, почему и не всегда можно с уверенностью относить ископаемые эффузивно-осадочные комплексы к континентальному или морскому типу.

6. Поверхности размыва и их значение для палеогеографии древних континентальных площадей

Принципиальное отличие континентальных площадей от морских состоит в том, что осадконакопление происходит не на всей их территории, а сосредоточивается лишь на ограниченных участках, представляющих собой депрессии, впадины. Все положительные элементы рельефа здесь являются областями размыва, денудации, и в ископаемом состоянии от них сохраняются не те или иные осадочные комплексы, формации, а поверхности размыва.

Таким образом, наличие континентальных площадей в геологическом прошлом устанавливается не только фаціальным анализом осадков, но и изучением поверхностей размыва, в том, конечно, случае, когда можно доказать наземное, а не подводное происхождение размыва. Поэтому мы должны будем вкратце остановиться на вопросе о том, как констатируется наличие размывов в толще осадочных пород и что они дают для палеогеографических реконструкций палеоконтинентов.

Наиболее бесспорным и ярким проявлением размыва внутри геологической колонки является залегание вышележащих пластов на отчет-

ливо волнистой поверхности, срезающей на различную глубину отложения нижележащего горизонта или горизонтов. Обычно такое залегание сопровождается резким различием пород, разделенных поверхностью контакта, и наличием в покрывающих отложениях гальки (или щебенки) из пород подошвы.

При наличии всех указанных признаков существование поверхности размыва совершенно достоверно. Нередко, однако, срезание подошвы контактной поверхностью и резкий контакт подстилающих и перекрывающих пород не сопровождаются наличием гальки в основании кроющих различных свит. В этом случае мы еще можем с уверенностью говорить о поверхности размыва, ибо в противном случае срезание различных горизонтов подстилающих пород было бы совершенно необъяснимо. Но, если и галька и срезание подошвы контактной поверхностью отсутствуют и остаются лишь резкая смена петрографического типа пород у контакта, то достоверность размыва исчезает, ибо резкая смена осадка может иметь место и без всякого вмешательства размыва при совершенно непрерывной седиментации. Так, например, если на некоторой площади моря идет отложение известковых осадков, то занос сюда большой массы обломочного материала приведет к прекращению осадки карбонатных илов и к замещению их песчаными или глинистыми илами. При достаточной быстроте изменения условий осадконакопления контакт двух последовательно сменяющих друг друга осадков будет резким. Это обстоятельство, к сожалению, не всегда достаточно учитывается, что приводит нередко к произвольному выделению размывов и перерывов седиментации, причем последние основываются исключительно на резкой смене пород в вертикальном разрезе свит.

Наличие размыва самого по себе, однако, еще не дает права говорить о существовании в момент размывания на данном участке земной коры континентальных условий, ибо помимо размыва континентальные установлены случаи размыва подводного, обязанного своим генезисом деятельности морских течений. Наша задача заключается в том, чтобы не только найти объективные признаки для распознавания наличия размывов вообще, но и указать надежные критерии для отнесения размывов к категории континентальных, позволяющих использовать их для реконструкции древних континентов.

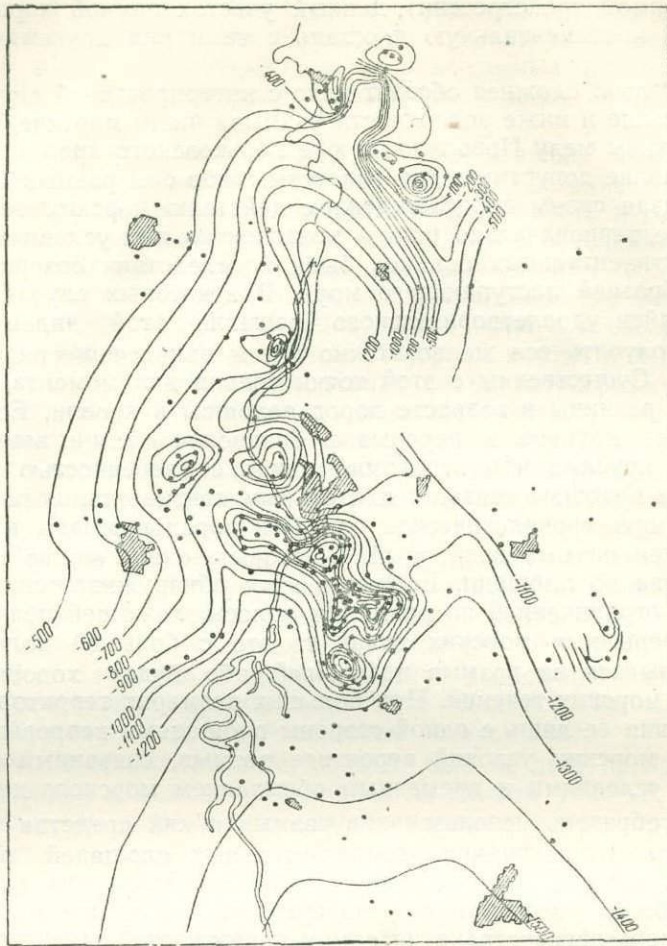
Признаков, указывающих на наличие в эпоху размыва континентальных условий, несколько. Самый надежный из них заключается в обнаружении непосредственно над поверхностью контакта озерно-болотных, речных, делювиальных или моренных отложений. В этом случае совершенно очевидно, что режим, господствовавший в эпоху размывания, был континентальный, причем сам континент был вначале относительно высоким, что и вызвало эрозию, при понижении же его эрозионные ложбины заполнились озерно-болотными и другими осадками. Так толкуется разрез нижекаменноугольных отложений Подмосковского района, в котором на поверхности размыва лежит угленосная толща. Несколько иначе трактуется случай, когда покрывающими породами являются чисто морские образования, в подошве же (под поверхностью размыва) залегает кора выветривания или другие типы континентальных образований, как, например, в девоне Воронежского массива, в палеогене Азовско-Подольского массива и т. д. В этом случае сам размыв мог быть как чисто континентальным, эрозионным, так и морским, причем установить долю участия того и другого фактора часто не представляется возможным. Достоверно, однако, что до размыва и покрытия контактной поверхности морскими водами (а отчасти и в

процессе самой трансгрессии) данный участок земной коры представляет собой континентальную площадь с теми или другими ее особенностями.

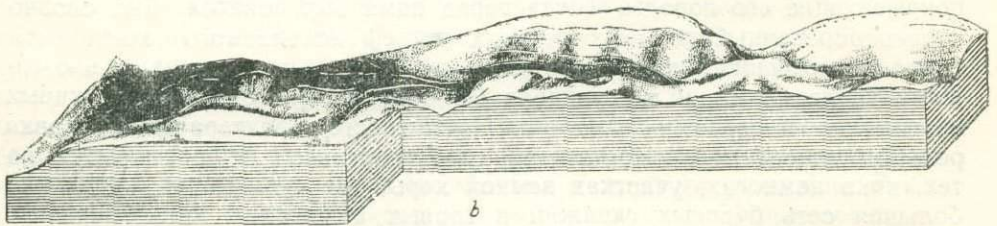
Значительно сложнее обстоит дело с интерпретацией случаев, когда породы и выше и ниже поверхности размыта чисто морские, как, например, в верхнем мелу Поволжья, в юре Горьковского края и т. д. В этих случаях вполне допустимы две гипотезы: либо сам размыв был подводным и обязан своим происхождением действию морских течений, либо размывание первоначально шло в континентальных условиях, но всякие следы континентальных осадков были впоследствии совершенно уничтожены абразией наступающего моря. В некоторых случаях так и не удается найти удовлетворительного решения этой дилеммы. Иногда решение получить все же возможно путем привлечения ряда косвенных признаков. Существенны с этой точки зрения два момента. Во-первых, выяснение разницы в возрасте пород подошвы и кровли. Если это различие очень крупное и перерыв в осадконакоплении измеряется несколькими ярусами или отделами, можно с уверенностью утверждать, что размыв подошвы связан с длительным континентальным перерывом. Наоборот, при хронологической близости пород подошвы и кровли более вероятен размыв подводный. Во-вторых, очень важно прослеживание размыта по площади. Если при этом обнаруживается, что размыв имеет вид ограниченной по размерам полосы, лежащей целиком внутри зоны непрерывных морских толщ, то это с большой долей вероятности будет указывать на размыв подводный, ибо будет хорошо отвечать характеру морских течений. При больших размерах территории размыта и окаймлении ее лишь с одной стороны площадями непрерывного существования морских условий вероятнее размыв, связанный с континентальными условиями и временным обсыханием морского дна.

Таким образом, использование размывов как средства реконструкции былого существования континентальных площадей представляет довольно сложную задачу, требующую внимательного анализа ряда явлений вблизи контактной поверхности, а также прослеживания регионального распространения самих поверхностей размыта.

Дают ли что-нибудь размывы для познания физико-географических особенностей континентов прошлого? Очень многое! Представим себе, что удалось бы снять с поверхности континентального размыта все покрывающие его породы. Тогда перед нами вырисовался бы словно отпрепарированный во всех деталях рельеф ископаемого континента с его возвышенностями и понижениями с речными долинами и озерными котловинами, и мы увидели бы одну из многочисленных живых картин палеогеографии прошлого. Почти такого характера препарировка рельефа ископаемого континента действительно осуществляется на тех, пока немногих, участках земной коры, где существует достаточно большая сеть буровых скважин и горных выработок, как, например, в Подмосковном каменноугольном бассейне, на территории Москвы или на площади Ишимбаевского нефтяного месторождения в Приуралье. В результате кропотливой обработки сотен и тысяч скважин, исследователям удалось воспроизвести в Подмосковье рельеф предугленосного нижнекаменноугольного времени (рис. 35) и предбурский рельеф, в Башкирском Приуралье — предкунгурский рельеф. Работа в этом направлении не только чрезвычайно привлекательна, но и важна, ибо знание палеорельефа помогает понимать и истолковывать особенности и закономерности осадкообразования в эпохи, непосредственно следующие за выработкой палеорельефа.



a



b

Рис. 35. Реконструкции палеорельефа

a—схема структурной поверхности артинских отложений Ашимбаевского Приуралья (из материалов Башкирской нефтяной экспедиции Академии наук, 1941—1943 гг.)

Карта изображает современный вид поверхности артинских отложений. Тот же характер имел рельеф артинских отложений к началу кулгурского века.

Видна широкая и глубокая ложбина, суживающаяся к северу и расширяющаяся к югу. Внутри нее—серия крутых разлобренных очертаний поднятий—и подземных известняковых массивов. К западу борт ложбины постепенно углубляется. Заштрихованные участки—населенные пункты

b—рельеф небольшого участка Тульжкй области в середине нижнекаменноугольной эпохи, перед отложением угледоносной толщи (по В. Н. Козловой)

Видна долина с ответвлениями и сложным рельефом водораздела.

Обе схемы построены по данным буровых скважин, изображенных на схеме *a* точками, а на схеме *b* опущенных

Для правильной палеогеографической оценки всех вообще карт палеорельефа важно помнить, что, как правило, рельеф этот доходит до нас в более или менее смягченном виде, ибо абразия трансгрессирующего на сушу моря, срезая наиболее высокие выступы, нивелирует неровности рельефа. Чем большей была высота палеоконтинента над уровнем моря, тем резче проявлялась абразия, тем резче была нивелировка. При очень низком континенте море быстро накрывает его плащом своих осадков, и абразия бывает наименьшей; рельеф такого континента сохраняется в наибольшей степени.

7. О палеогеографической карте и некоторых ее особенностях

Конечным итогом фациального анализа ископаемых осадков является палеогеографическая карта, на которой геолог изображает свои выводы относительно распространения суши и моря для того или иного момента истории Земли, а также об особенностях суши и особенностях моря. Так как континентальные отложения распространены в общем мало и в заметной степени сохраняются лишь в новейших мезо- и кайнозойских отложениях, практически палеогеография строится на анализе морских пород и континентом обычно считаются те белые пространства, которые остаются на современной географической карте после нанесения на нее древних морей.

При построении палеогеографической карты основными вопросами являются два: вопрос о правильном проведении береговой линии морских водоемов и вопрос об объединении отдельных разбросанных участков морских отложений.

Для морских водоемов недавнего прошлого эти вопросы решаются относительно легко, ибо осадки их, в частности прибрежные (литоральные) фации, сохраняются достаточно полно, и иногда в рельефе современного континента еще видны следы прежнего берегового уступа. Так обстоит дело, например, с так называемым хвалынским (четвертичным) и акчагыльским морями (см. часть II) на Русской равнине, с плиоценовым (понтическим) морем в Причерноморской области и многими другими. Но по мере удаления в геологическое прошлое осадки былых морей сохраняются все хуже; сплошные площади их развития расчленяются на отдельные клочки, литоральные же по большей части уничтожаются, и геологу приходится по уцелевшим клочкам воссоздавать былые очертания моря. Эта работа достаточно трудна и всегда заключает в себе элементы гипотезы.

При проведении береговой линии ископаемого водоема обычно исходят из тех площадей морских отложений, где литоральные отложения еще сохранились. Участки литоральных осадков дают достоверную твердую линию берега. Для площадей, где осадки имеют не литоральный характер, все решается тем, насколько мелководными и близкими к берегу оказываются эти нелиторальные фации. При наличии указаний на отложение их в верхней половине шельфа, береговую линию проводят по внешней стороне сохранившихся осадков на небольшом от них расстоянии, ориентируясь на современную картину распределения осадков внутри шельфа. Если же ископаемые осадки явно не шельфового характера, вопрос о береговой линии остается открытым, и палеогеографическая карта для таких участков не может быть дана.

Что касается объединения отдельных площадей ископаемых морских осадков в область седиментации единого цельного ископаемого

водоема, то эта задача обычно решается сопоставлением петрографических особенностей осадков и состава их фауны. Как правило, разрозненные клочки отложений ископаемого водоема либо представлены одной и той же фацией (и, следовательно, фауной), либо осадками, так сказать, фациально дополняющими друг друга: например, в одном случае песками, в другом — песчанистыми глинами, в третьем — просто глинами или известняками и т. д. Зная в общих чертах соотношения, которые свойственны такого рода осадкам внутри водоемов, их объединяют в фациальные ареалы внутри единой седиментационной площади и тем самым реконструируют единый водный бассейн.

Особое значение при этом приобретает фауна. Нередко очень сходные комплексы форм встречаются на весьма удаленных друг от друга площадях, между которыми никаких морских осадков не сохранилось. Хотя эти случаи и не позволяют воссоздать точные палеогеографические карты для промежуточных областей, но они драгоценны, как указания на бывшие связи морских водоемов, крепче связывая их друг с другом.

Первые палеогеографические карты появились в 50-х годах XIX века и принадлежат Геберту, Грессли, Триммеру и др.

Они выглядели весьма схематично. Море на этих картах представляет собой пространство, занятое (по мнению составителя) морской водой, без каких-либо деталей, морю присущих. Осадкообразование на площади моря и на континентах, фациальные зоны, мощности осадков — на карте не изображались, что и естественно, ибо при несовершенстве фациального анализа до конца XIX века эти данные не могли быть истолкованы геологами и просто обходились ими, как второстепенные. Самое определение площадей морских бассейнов производилось по находкам морской фауны соответствующего горизонта, причем в объединении этих часто далеко разбросанных находок в цельные ареалы не было каких-либо твердых принципов, и составитель руководился личным тактом и собственными соображениями.

В конце XIX века и в первые десятилетия XX века в результате исследований И. Вальтера, Дж. Баррела и А. Д. Архангельского фациальный анализ осадочных толщ сделал крупные успехи, и это сейчас же отразилось на характере и содержании палеогеографических карт. Участки моря и суши начинают «оживать». На них появляются знаки, показывающие фациальный тип осадков и позволяющие, таким образом, глубже заглянуть в физико-географическую обстановку континента и морского дна, в их рельеф, выделить области усиленной и ослабленной аккумуляции терригенного материала, площади карбонатных и хемогенных фаций и т. д. Вместе с тем применение фациального анализа ископаемых пород значительно сужает произвол в конструкции палеогеографической карты и дает ей гораздо большую обоснованность. Первые такого рода карты даны были А. Д. Архангельским для Европейской части СССР (1912—1923 гг.) и С. Бубновым для Западной Европы: скоро затем они стали ходовым типом палеогеографических карт вообще, особенно распространенными у нас в СССР. В последние годы (примерно в 1938—1939 гг.) среди советских исследователей, группирующихся главным образом вокруг Н. С. Шатского, намечается новое и, несомненно, плодотворное направление. Суть его заключается в том, что при составлении палеогеографической карты принимаются во внимание не только фациальные особенности пород, но и тектоническая структура ложа, на котором располагаются по-

роды, и сам фациальный анализ ведется с учетом этого ложа, превращаясь, таким образом, в структурно-фациальный. Это и естественно. Как уже указывалось выше, фации шельфа тесно связаны с рельефом ложа; рельеф же чаще всего является отражением тектонического строения территории, и, таким образом, тектоника ложа определяет пролегание фациальных зон в пространстве. В тектоническом строении ложа мы получаем дополнительный критерий к тому, чтобы более правильно наметить гипотетическое распространение тех или иных фаций, локализация которых не дается непосредственно фактическим материалом. Существенную помощь оказывает также учет мощностей осадков, вскрывающий области повышенной и пониженной седиментации и способствующий более глубокому пониманию всего хода осадконакопления в ископаемом водоеме.

Таким образом, современные палеогеографические карты представляют достаточно сложные изображения (см. дальнейшие главы курса), при построении которых элемент личных склонностей и произвола авторов все больше ограничивается данными фациального анализа самих осадков и структурного анализа их ложа. Из области искусства — чем была в большой мере палеогеография в 50—70 гг. XIX века — она все больше переходит в область науки, руководствующейся не только интуицией исследователя, но и некоторыми твердыми принципами.

В заключение несколько слов об особенностях палеогеографических карт, вытекающих из существа геологической документации.

По идее палеогеографическая карта дает как бы моментальный снимок физико-географических особенностей лика Земли в какой-то момент ее истории. Чтобы получить такого рода карту, необходимо строить ее для максимально коротких промежутков времени, т. е. для стратиграфических зон и горизонтов. Этим можно в значительной мере смягчить осложняющее действие колебаний береговой линии и смещений фациальных зон внутри моря за отрезок времени, отвечающий изображаемому на карте. Но опыт показывает, что ни одна стратиграфическая зона не имеет повсеместного развития (на всех континентах), да по существу и не может его иметь. Зоны базируются на нескольких (3—4) видах руководящих ископаемых, а ни один вид не пользуется настоящим космополитным распространением, но ограничен определенными пределами (той или иной зоогеографической провинцией).

Отсюда, естественно, вытекает, что при построении палеогеографической карты для зоны мы в общем случае вынуждены брать относительно очень малые площади, часто значительно меньшие, чем континент.

Однако уничтожается ли этим вообще возможность построения палеогеографических карт больших территорий? Разумеется, нет. Но только это построение должно опираться на иную стратиграфическую базу, должно использовать другие, более крупные стратиграфические единицы. Если зона оказывается слишком мелким отрезком времени, чтобы восстановить физико-географическую обстановку на территории континента или ряда смежных континентов, можно строить карты для яруса, отдела или, наконец, системы. Имеющиеся сейчас палеогеографические карты крупных площадей базируются на этих крупных стратиграфических подразделениях.

Перемена размеров площади, подлежащей реконструкции, и стратиграфической базы, на которую опирается палеогеографическая карта, естественно, влечет за собой появление и некоторых особенностей самой карты. Первая из этих особенностей заключается в следующем. Так как палеогеографическая карта охватывает весь континент, она,

естественно, должна включать в себя и области горных сооружений. Но эти участки земной коры особого рода. Они характеризуются тем, что породы, их составляющие, смещены со своих естественных мест, сильно смяты и благодаря интенсивной складчатости и надвигам уложены на значительно меньшей поверхности, чем это было в момент их возникновения. Следовательно, если мы желаем построить палеогеографическую карту для эпохи до возникновения данного горного сооружения, нам для большего соответствия с действительностью необходимо расправить, разгладить имеющиеся теперь складки, т. е. явно увеличить площадь, занятую современными горами. Это значит, другими словами, что все современные пункты в этой (а равно и в соседней) области мы должны представить себе под несколько иными географическими координатами. Последовательное проведение такого приема, однако, встречает большие затруднения, ибо мы, в сущности, совершенно не знаем, в какую сторону должно смещать окружающие районы, чтобы получить достаточное место для «разглаженных» складок горных сооружений. Сверх того, точная величина сокращения поверхности при складчатости является фактором, для подавляющего большинства хребтов до сих пор неизвестным. Отсюда делается понятным, почему на практике указанная тонкость обычно игнорируется, и для построения палеогеографической карты всех масштабов пользуются обычными современными географическими картами. При углубленном подходе к делу в этом нельзя не видеть явного дефекта, ведущего к тому, что полученная палеогеографическая карта, в конце концов, является достаточно условным изображением прошлого, гораздо более условным, чем палеогеографическая карточка небольших, в особенности равнинных, местностей. Вместе с тем необходимо отметить, что, когда мы строим палеогеографическую карту для большого промежутка времени, изменчивость действительных очертаний суши и моря за этот период становится, несомненно, величиной весьма заметной. Между тем в подавляющем большинстве случаев мы не можем учесть этих изменений вследствие недостатка данных. Понятно, что условность карты от этого может только увеличиться. Таким образом, с какой бы стороны мы ни подходили к оценке палеогеографической карты больших площадей, вывод получается тот же, а именно, что палеогеографическая карта такого типа является условным изображением некоторого условного среднего распределения моря и суши для данного отрезка времени, изображением, контуры которого для соответствия с действительностью мы должны представлять себе мысленно непрерывно и значительно меняющимися. Понятно, что ценность такой карты обратно пропорциональна ее площади, или, что то же, ее стратиграфической базе, ибо между крупностью стратиграфической единицы и величиной площади, на которой она может быть прослежена, существует, как мы видели, прямая зависимость.

ТИПЫ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ИХ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ

Еще в XVI—XVII веках наблюдениями естественных разрезов горных кражей в Италии, Германии и других местах было установлено, что распространение суши и моря в прошлые геологические периоды было иным сравнительно с тем, что наблюдается теперь. В XVIII и XIX веках по мере расширения знаний о строении современных континентов количество аналогичных фактов колоссально возросло, и вся история земной коры предстала как калейдоскоп затоплений суши морем и новых превращений в континент.

Очень скоро выяснилась и причина этих многократных физико-географических перемен. После некоторых колебаний было признано, что причиной являются движения земной коры то вниз — тогда суша затопляется, то вверх — тогда морское дно становится континентом. За пестрым калейдоскопом наступлений и отступлений моря кроется, таким образом, сложный ритм колебаний земной коры, охватывавших то одну, то другую ее часть и проявлявшихся то в одной, то в другой форме.

Изучение конкретного хода движений земной коры и присущих им закономерностей составит главное содержание последующих глав. Сейчас же мы займемся разбором методов, с помощью которых реконструируются былые движения коры, а также познакомимся с основными типами этих движений.

1. Анализ геологического разреза как метод реконструкции движений земной коры

Наиболее простым и убедительным средством вскрыть былые движения земной коры является изучение последовательной смены пород и условий их залегания в вертикальном разрезе различных участков земной коры. Этот метод тектонического анализа действительно и является основным в практической работе геолога.

Для ознакомления с приемами такого анализа разберем конкретный разрез меловых и нижнетретичных пород по северной окраине Украины. В основании геологической колонки в Купянском районе располагается мел. Это — белая, почти чисто карбонатная порода (CaCO_3 около 95—97%), плотная, чрезвычайно однородная, без всякой слоистости и каких-либо посторонних макроскопически заметных минеральных включений. Обломочные частицы составляют 1,6—4,5% и представлены исключительно глинистой фракцией. Органические остатки в мелу очень обильны, но в подавляющем большинстве при-

надлежат микроорганизмам — фораминиферам и известью выделяющим водорослям (жокколитофоридам).

Остатки крупных организмов немногочисленны и однообразны. Наиболее часто попадает головоногий моллюск *Belemnitella lanceolata*, реже пластинчатожаберные *Ostrea*, *Inoceramus*, брахиоподы *Terebratulina*, ежи *Ananchites*, крайне редко аммониты, наконец, остатки рыб в виде костей, чешуй и реже полных экземпляров.

Выше мела, отделяясь ясно выраженной волнистой поверхностью размыва, располагается нижнетретичная толща песчаномергельных пород. Непосредственно на мелу залегают галечник с кремнистой или фосфоритовой галькой длиной в 3—4 см; местами галька цементируется в сплошной фосфоритовый конгломерат небольшой мощности. Выше следуют серые пески, то более светлые, то более темные, местами сцементированные и обращенные в плотный сливной песчаник. Фауна в описываемых породах, относящихся к так называемому бучакскому ярусу, в северной части Украины небогата, в других же местах она обильна. Бучакский ярус вверх переходит в толщу киевского яруса. Переход этот осуществляется постепенно. Бучакские пески становятся мелкозернистыми, в них появляется примесь глины и CaCO_3 и незаметно они переходят в мергели синевато-серого (в особенности в сыром виде) или зеленовато-серого цвета. Мергели богаты CaCO_3 , от HCl бурно вскипают и оставляют после растворения сравнительно небольшой осадок. Отмучивание породы дает на сите очень мало крупных минеральных зерен (больше 0,25 мм), но зато очень много больших фораминифер из родов *Textullaria*, *Cristellaria*, *Rotalia* и др. Эти фораминиферы изучались П. А. Тутковским, который описал среди них десятки видов. Из крупных организмов изредка встречаются двусторчатые моллюски *Spondylus*, *Pecten* и другие пластинчатожаберные, а также остатки (зубы) рыб.

Киевский ярус имеет мощность до 15—20 м и далее вверх сменяется ярусом харьковским. Переход этот также постепенный и сводится к тому, что CaCO_3 в породе убывает и, наконец, совсем пропадает; одновременно порода сильно обогащается песком. Типичной породой харьковского яруса являются зеленовато-серые глинистые пески, сильно глауконитовые, с обильными ржавыми (железистыми) пятнами и разводами на них. Фауной пески очень бедны; чаще всего встречаются мшанки *Cerriopora serpens* и масса спикул губок, т. е. иголочек, из которых строится их скелет. Выше харьковских залегают породы полтавского яруса. Они имеют очень неустойчивый в деталях разрез. Чаще всего это — белые кварцевые пески, слоистые, лишенные всяких следов фауны. В горизонтальном направлении эти пески часто изменяются — становятся красными, желтыми, приобретают прослойки глины, часто каолиновой. Переход от харьковских пород к полтавским также постепенный.

Наконец, последним членом Купянского разреза является так называемый лёсс. Это светлопалевый, мягкий, легко растирающийся между пальцами известковистый суглинок, неслоистый, пористый, обладающий способностью давать в обнажениях вертикальные стоящие откосы. Фауны обычно не содержит совсем, либо содержит скудную. притом чисто наземную, из моллюсков — *Pupa*, *Succinea*, *Helix* и др., из позвоночных — кости сайги, лемминга, мамонта, бизона.

Попробуем теперь на основании приведенных данных восстановить, как изменялась в прошлом на территории Купянского района физико-географическая обстановка и каковы были последовательность и характер движений земной коры, определивших эти изменения.

На основании того, что было выше сообщено относительно петрографических и фаунистических особенностей мела, очевидно, что это несомненно морской осадок, притом же отнюдь не прибрежный, а достаточно удаленных и относительно глубоких частей моря. А. Д. Архангельский, изучивший видовой состав фораминифер писчего мела Поволжья (сходного и одновозрастного с североукраинским), пришел к заключению, что мел образовался на глубинах не менее 200 м; в средних же частях мелового бассейна глубина значительно превышала эту цифру и достигала более 1000 м. Последующие авторы, переопределив тех же фораминифер, высказываются за меньшие глубины, однако не выше нижней части шельфа, начала континентальной ступени, т. е. 200—400 м.

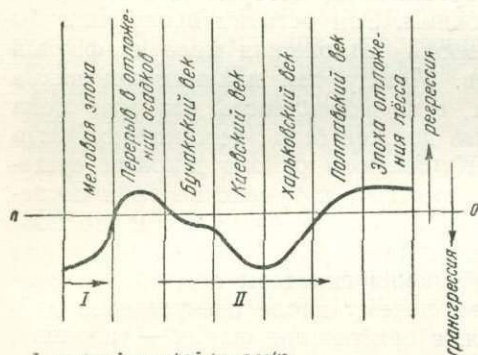
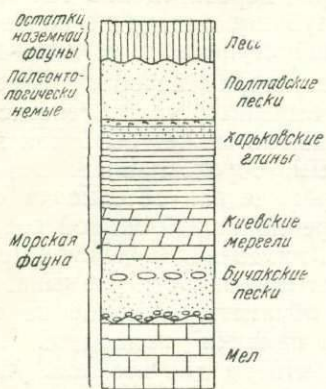
Меловые осадки резко ограничиваются сверху неровной поверхностью размыва. Для наших целей важно выяснить, каков генезис этой поверхности. Из главы IV известно, что размыв может быть как континентальным, эрозионным, так и подводным, обусловленным морскими течениями. В обоих случаях физико-географическая обстановка совершенно различна, и заключения о характере движений земной коры могут оказаться прямо противоположными. Отсюда видна исключительная важность установления истинного генезиса поверхности размыва.

Для разрешения вопроса необходимо обратить внимание на следующие три обстоятельства. Во-первых, при наличии подводной эрозии придонным течением мы вправе ожидать, что на дне все-таки уцелеют хотя какие-либо признаки крупных организмов, которые жили здесь в эпоху размыва и оставили свои раковины. Эти остатки послужили бы связующим звеном между фауной эпохи отложения мела и фауной эпохи формирования бучакских слоев. Между тем никаких признаков такой фауны не имеется. Во-вторых, если поверхность размыва мела обязана работе течения, самый размыв должен быть, несомненно, чисто местным явлением, и за пределами Купянского района должны существовать крупные площади, где мел переходит в бучакские слои постепенно. Между тем наблюдение показывает, что и этого нет и что повсеместно на Украине бучакские слои ложатся неизменно на размытую поверхность мела. В-третьих, с точки зрения гипотезы подводного размыва было бы совершенно непонятно, почему после прекращения действия течения стал отлагаться не мел, а прибрежная фация — галечник.

Все это заставляет нас откинуть предположение о подводном происхождении поверхности размыва и приписать ее исключительно размыву континентальному. Очевидно, в конце меловой эпохи дно моря испытывает крупные поднятия и выходит из-под воды. Начинается период существования континентальных условий. Где-то в других местах, где морские условия еще сохраняются, меловая фауна постепенно развивается в новую — третичную. На территории же северной части Украины текучие воды рек и ручьев размывают только что отложенные осадки и бороздят плоскую прежде поверхность мела сетью долин и оврагов.

Дальнейший ход событий определяется тем обстоятельством, что бучакские, киевские и харьковские породы представляют собой, как и мел, морские образования, о чем говорят как состав включенной в них (хотя и скудной) фауны, так и минералогические признаки (фосфориты, глауконит). Это значит, что континентальный период, бывший на Украине после образования мела, через некоторое время окончился. Высоко приподнятая территория северной части Украины вновь опускается и вновь покрывается морем. Новый бассейн приносит с собой новую, совершенно не похожую на меловую, фауну (за время континентальных условий та успела уже вымереть) и формирует новую серию осадков.

Мы видели, что начинается она галечниками и конгломератами. Очевидно, мы застаем здесь самый начальный момент погружений, когда море только что надвигается. Выражаясь фигурально, мы стоим у берега ископаемого бассейна. Выше галечник сменяется песками, значит, берег уже ушел с данного пункта, дно прогнулось, и теперь здесь располагается более далекая от берега и более глубокая часть бассейна. Еще выше следуют мергели с фораминиферами. Следовательно, берег ушел уже далеко, дно еще больше прогнулось и оказалось, вероятно,



I нижний морской комплекс
II верхний морской комплекс

В

Рис. 36. Разрез Купянского района и диаграмма движений земной коры в меловую и третичную эпохи

А—разрез Купянского района

В—движения земной коры в эпоху отложения пород, слагающих Купянский район

поверхности размыва), потом опять вниз (отложение третичной толщи) и вновь вверх (полтавский ярус—лесс).

Отметим две особенности этих движений, имеющие принципиальный интерес. Во-первых, колебательные движения на севере Украины неоднократно меняли свой знак на противоположный, шли то вверх, то вниз, т. е. они обратимы по направлению движений. Во-вторых, после всех колебаний пласты, образующие изученную толщу, обнаруживают лишь поразительно слабые следы изменений первичного залегания пород. На небольших площадях этих изменений вообще заметить нельзя. Третичные пласты на севере Украины лежат практически под тем же углом (1—1,5°) к горизонту, что и меловые. Наличие нарушения пер-

на значительной глубине; область северной Украины стала центральной частью моря. Какие именно глубины здесь существовали, сказать нельзя, ибо мергельные осадки отлагаются на чрезвычайно разных изобатах. Но вот в разрезе вновь появляются пески. Это указывает на изменения противоположного характера: берег моря постепенно приближается и одновременно дно поднимается. Глауконитовые харьковские пески еще содержат морскую фауну, следовательно, морской режим здесь еще сохраняется; но белые кварцевые полтавские пески уже не имеют никаких следов морских животных—очень возможно, что это уже континентальные отложения. Так, плавно поднимаясь, дно моря вторично делается сушей и, добавим, уже окончательно. Больше море сюда уже не заходит. Четвертичный лёсс—типично континентальная толща.

Итак, за время с конца мелового периода донные территория северной Украины испытывает ряд последовательно сменяющихся друг друга колебательных движений (рис. 36), вначале вниз (отложение морских меловых пород), затем вверх (осушение и образование

вичного залегания становится ясным лишь при обзоре очень крупных областей, например, всей площади Украины или, еще лучше, всей территории СССР. В этом случае устанавливается, что нарушения, вызванные колебательными движениями коры в конце мела и в кайнозой, имеют характер своеобразных огромных, широких и плоских мульд и соответственно антиклиналей (сводовых поднятий) огромного радиуса кривизны и очень небольшой амплитуды. Достаточно сказать, что вся левобережная Украина до Курска и Воронежа представляет собой одну плоскую мульду. Именно поэтому нарушения и незаметны на ограниченных по площади участках, как, например, Купянский район, и кажется, будто никаких изменений первичного залегания пластов при колебательных движениях вообще не произошло. До недавнего времени это мнение об отсутствии всяких нарушений структур при колебательных движениях, сформулированное Г. Штилле, было широко распространено, но строгий анализ показывает, что оно неверно. Нет движений земной коры, которые не сопровождались бы тем или иным изменением тектоники (структуры) движущихся пород, т. е. условий их залегания. Специфической чертой разбираемых колебательных движений является то, что геометрическое выражение сопровождающих их изменений первичного залегания пластов весьма слабо, а на малых участках и вообще практически неуловимо.

Такой тектонический эффект колебательных движений позволяет ближе охарактеризовать их динамику.

Чтобы изменения первичной геометрической формы залегания пластов земной коры были ничтожны, необходимо: 1) чтобы движение их совершалось достаточно медленно, плавно, так сказать эволюционно, без толчков и резких порывов, 2) чтобы колебалась настолько большая площадь, что амплитуда колебания относительно площади была бы совершенно ничтожна, и 3) чтобы движение ограничивалось только перемещением вверх и вниз без сколько-нибудь заметного горизонтального смещения к оси колебания пластов колеблющегося участка. Только при этих условиях структура участка, подверженного колебаниям, по окончании движения останется геометрически почти неизменной. Таким образом, движения, имевшие место на Украине на границе мела и третичной эпохи и в последующее время, были чрезвычайно медленными и плавными; они ограничивались только колебанием вверх и вниз, причем амплитуда этого колебания была ничтожна сравнительно с площадью, захваченной колебанием.

Анализ любого другого участка земной коры с почти горизонтальным залеганием пластов приводит к такому же заключению о характере колебательных движений земной коры и, таким образом, на примере северной части Украины мы выяснили не частный случай, а общий тип, характер колебательных движений земной коры вообще. Движения такого класса носят в геологии общее название эпифрогенических (эпирогенических).

2. Палеогеографический метод изучения эпифрогенических движений земной коры

При анализе эпифрогенических движений коры по разрезу в том обычном виде, как это было только что показано, исследователь устанавливает только наличие самих колебаний, их последовательность и знак (вверх — вниз). Незатронутыми оказываются многие другие стороны явления и среди них две следующие, особенно существенные: 1) на какую площадь распространяется то или иное нисходящее или

восходящее движение; 2) какова амплитуда самого движения. Лишь ответив в той или иной мере на оба эти вопроса, можно получить полное представление о динамическом режиме земной коры за тот или иной период.

Способ решения первой задачи подсказывается существом дела. Движения земной коры, как мы только что видели, непрерывно меняют распространение суши и моря, т. е. меняют палеогеографию ликса Земли. Погружающиеся площади обычно затопляются морем или, как говорят, испытывают трансгрессию, поднимающиеся — освобождаются от водного покрова, вызывают регрессию моря. Отсюда — для восстановления хода эпейрогенических колебаний земной коры на больших ее участках необходимо сравнение палеогеографических карт для ряда последовательных отрезков времени. Изменения в конфигурации моря, его разрастание или сокращение на тех или иных площадях в переводе на динамический язык дадут некоторую картину эпейрогенических колебаний данного участка земной коры за данный отрезок времени.

Такой именно метод был применен впервые в 80-х годах прошлого века А. П. Карпинским (1847—1936 гг.) для территории Европейской части СССР и вскрыл несколько любопытных закономерностей эпейрогенеза на этой площади. Позже, в 20-х годах текущего столетия, тот же метод в более углубленной и широкой форме использовался А. Д. Архангельским (1879—1940 гг.) для исследования колебаний земной коры на той же территории. Аналогичным путем шли У. Уиллис и Ч. Шухерт для Северной Америки, С. Бубнов для Западной Европы, Г. Герт для Южной Америки и другие современные исследователи. Палеогеографический метод изучения эпейрогенеза вообще является сейчас основным и ведущим методом в исторической геологии. Таким именно путем мы будем идти в дальнейшем при описании движений земной коры за тот или иной промежуток времени и для той или иной площади.

Применение палеогеографического метода имеет некоторые своеобразные особенности, которые нужно иметь в виду для правильного пользования им. Поскольку очертания суши и моря подвержены непрерывным изменениям, для правильного их отображения (и для расшифровки движений коры) следовало бы давать палеогеографические карты для возможно более кратких отрезков времени. Но даже наиболее мелкое из геологических подразделений — зона — оказывается грубым для воспроизведения всех деталей движения коры. А между тем зональное расчленение осадочных толщ осуществимо лишь для ограниченных по объему отрезков стратиграфической колонки, да к тому же и сами зоны локально ограничены сравнительно очень небольшими площадями. Поэтому для составления палеогеографических карт на больших территориях в качестве хронологической (стратиграфической) базы используют более крупные подразделения — ярусы, отделы или даже системы. Понятно, что такие обзорные мелкомасштабные карты проходят мимо палеогеографических деталей, давая лишь самые общие крупные палеогеографические черты эпохи (см. также главу IV). Соответственно их сопоставление друг с другом вскрывает самые грубые основные черты эпейрогенических движений за тот или иной промежуток времени.

Такое соотношение между масштабом карт и степенью их детальности на первый взгляд кажется мало благоприятным для исследования законов движения земной коры в прошлом. В действительности как раз наоборот: оно чрезвычайно удачно и облегчает изучение динамики коры. Располагая серией мелкомасштабных карт, отражающих основ-

ные моменты этих движений, без их деталей, и сериями пополняющих крупномасштабных карт, на которых выступают именно детали колебаний, мы в конце концов получаем почти все необходимые данные для анализа проблемы.

Понятно, что правильность полученных заключений о движениях земной коры будет определяться степенью достоверности положенных в их основу палеогеографических карт. Как бы далеко ни шло познание геологии современных континентов, всегда в нем будут неизбежны пробелы и, следовательно, на картах — некоторое искажение действительности. Палеогеографический метод на современной его стадии может, конечно, давать существенные искажения былой картины движений коры. Но все же это единственный путь для широкого изучения динамики земной коры — и единственно, что мы можем желать, это, чтобы полученные таким путем закономерности движений земной коры пока не слишком абсолютизировались. Значительно сложнее обстоит дело с определением амплитуды колебаний земной коры.

Из двух категорий движений прошлых эпох — восходящих и нисходящих — амплитуда первых существующими методами не может быть определена сколько-нибудь достоверно. Это — вырванная и, возможно, бесследно пропавшая страница геологической летописи. Для движений нисходящих теоретическое решение вопроса дается очень легко и точно, но практическое осуществление этого метода также встречает пока почти непреоборимые затруднения.

Представим себе некоторый прогибающийся участок земной коры в два последовательных момента времени. Амплитуда его погружений за период от начального до конечного моментов может быть выражена формулой:

$$a = h_0 - h_1 + m$$

где h_0 — глубина участка под уровнем моря для начального момента прогибания, h_1 — то же для конечного момента, m — мощность накопившихся осадков.

Для пользования этой формулой необходимо знание мощностей осадков и умение определить глубину их отложения. Первое в настоящий момент не представляет затруднений. Но определение глубин отложения осадка дается, как мы видели в главе III, лишь для мелководных прибрежных зон. Как раз для наиболее интересных нам центральных частей морских бассейнов, где отлагались глинистые и карбонатно-глинистые илы, ответ на вопрос о глубинах становится особенно трудным и расплывчатым. Осадки с глубин 100—150—200 м здесь могут в ряде случаев совершенно имитировать отложения с глубин 1000 м и более. Эта практическая неопределимость в абсолютных единицах глубин отложения осадка центральных частей моря и делает формулу, выведенную выше, практически нереализуемой.

Таким образом, истинная амплитуда колебательных движений прошлого для нас пока недоступна. Несмотря на это, мы все же можем, со значительной долей вероятности различать участки более и менее подвижные и даже давать этим различиям некоторую — правда самую общую — сравнительную количественную оценку. Это возможно путем сопоставления мощностей и самого характера осадков.

При разборе осадконакопления на континентах и связи его с рельефом была отмечена одна характерная закономерность. В условиях рельефа слабо расчлененного — с малой амплитудой высот — мощность отложений на континентах и соответственно в прилегающем море за единицу времени мала, сами же осадки тонкозернистые — глины, мер-

гели, пески; они изобилуют примесями карбонатов, порою чисто карбонатные, нередко (в аридных зонах) галогенные. При рельефе, достаточно резко расчлененном, гористом, сочетающемся с глубокими депрессиями, за то же время возникают мощные отложения, в которых тонкий материал чередуется часто с грубозернистым (конгломераты, брекчии, грубые пески). Такого рода соотношения естественны и понятны. Различия рельефа суть различия в первую очередь в интенсивности и амплитуде эпейрогенических колебаний земной коры. Там, где движения коры интенсивны и на близких расстояниях резко различаются по амплитуде, естественно развивается рельеф горный, в противоположных условиях — рельеф равнинный. В соответствии с рельефом меняется интенсивность эрозии, сноса обломочного материала и отсюда — в предгорьях и межгорных котловинах мощные осадки часто с примесью грубых обломков, на равнинах же — маломощные и только тонкозернистые отложения. Раз так, мощности и характер фаций ископаемых осадков являются, очевидно, ключом к распознаванию участков слабо и резко колеблющихся. Малые мощности отложений, тонкозернистость терригенных фаций, обилие карбонатных и хемогенных пород указывают на движения малой амплитуды и малой скорости, большие мощности, грубозернистость терригенных пород — на эпейрогенические колебания большой амплитуды и соответственно более быстрые по темпу. В дальнейшем мы увидим, что подобного рода истолкование мощностей и фаций осадков имеет существенное значение для расшифровки тектонического режима крупных регионов земной коры.

Изучение эпейрогенических движений земной коры палеогеографическим методом вскрыло несколько характернейших их особенностей, существенно пополняющих те представления об эпейрогенезе, какие можно было получить на основании только тектонического анализа разрезов. Выяснилось, что эпейрогенические движения земной коры не только непрерывны, но и в любой момент времени разнонаправлены. Наряду с прогибающимися участками всегда существуют территории поднимающиеся, и вся площадь земной коры представляет пеструю мозаику тех и других движений. Именно это обстоятельство объясняет, почему в истории земной коры не было ни одного момента, когда территория современных континентов целиком погружалась под уровень моря или же целиком освобождалась от воды. Количественные соотношения площадей прогибаний и поднятий, однако, не оставались постоянными для всех моментов геологического времени. Обычно баланс складывался благоприятно в пользу одного какого-либо вида движений, а затем в пользу противоположно направленного. Вот почему, несмотря на разную направленность движений земной коры в любой отрезок времени, все же отчетливо намечаются эпохи преобладания поднятий — и, соответственно, регрессий и эпохи преобладания погружений и, соответственно, трансгрессий. Выделение этих эпох и прослеживание пространственной локализации характерных для них волн трансгрессий и регрессий составляет одну из важнейших конкретных тектонических задач исторической геологии.

3. Об источниках ошибок при изучении эпейрогенических движений земной коры

Несмотря на достаточную, казалось бы, простоту принципов реконструкции движений земной коры, особенно по анализу разреза, сама реконструкция нередко достаточно затруднительна и может повести к

превратным представлениям относительно былых движений земной коры на изученном участке. Одним из источников ошибок могут являться изменения осадконакопления, которые вытекают из гидродинамических особенностей водоемов или из их гидрохимической эволюции и прямого отношения к движениям земной коры вообще не имеют.

В морских водоемах факторами, влияющими на осадконакопление и смену фаций в разрезе, являются течения. Мы видели выше, что траектории и скорости течений внутри бассейна прямо отражаются на распределении вносимого в водоем терригенного материала и, следовательно, на характере и размещении фаций. В областях, где течения сильны, осадок не только не отлагается, но местами даже происходит подводный размыв. При ослаблении скорости течения, наоборот, вода разгружается от несомого материала и происходит усиленная аккумуляция терригенного материала. Так как траектории течений, определяемые в первую очередь ветровым режимом Земли, не постоянны, то изменения в пролегании их от одного периода времени к другому, естественно, отразятся как на дне водоема, так и в разрезе его осадков (изменение типа отложений, появление или исчезновение участков размыва и т. д.). При анализе разреза ископаемых пород такие изменения могут, на первый взгляд, казаться вызванными движениями земной коры, хотя в действительности прямого отношения к ним не имеют.

Еще резче влияет на характер, пространственное размещение и вертикальную последовательность осадков собственный гидродинамический режим континентальных водоемов, особенно речных водотоков. Появление внутри аллювиальных толщ резких поверхностей размывов, резкая смена петрографических типов пород (галечников песками, последних — глинами или углями), в этих толщах часто целиком объясняются только движением речных меандр, усилением или ослаблением стока под влиянием климатических факторов, а отнюдь не движениями земной коры. Точно так же смена осадков в озерных и лагунных отложениях, расширение или сокращение их площади, появление доломитов вслед за известняками, гипсов за доломитами и т. д. или углей вслед за глинистыми осадками означает смену одного естественного гидрохимического этапа в жизни бассейна другим, без какого-либо синхронического изменения характера или темпа движений земной коры. Чтобы в таких сложных случаях вскрыть истинный ход движений коры по разрезу, в последнем нужно, очевидно, снять предварительно все эти нетектонические наслоения и тогда только приступить к реконструкции хода колебаний коры. К сожалению, сделать это удастся далеко не всегда, и, следовательно, не всегда самый ход движений коры может рассматриваться как строго аргументированный.

Другой источник неправильной тектонической интерпретации разрезов заключается в недоучете того влияния, какое оказывает на вертикальную смену пород в разрезе изменение соотношений скоростей прогибания и скоростей седиментации. Впервые на эту сторону дела обратил внимание М. Прюво в 1935 г., на примере анализа осадкообразования Намюрского каменноугольного бассейна. Так как, однако, принцип Прюво имеет более широкое применение и общее значение, остановимся на кратком его изложении.

В Намюрском бассейне за среднекаменноугольное время накопилась толща пород до 3000 м мощностью, состоящая из переслаивающихся песчаников, глинистых сланцев и пластов угля. При этом самый характер пород и их соотношения обнаруживают весьма интересную закономерность (рис. 37). Непосредственную подошву угля образуют неслоистые или неяснослоистые песчаники (или сланцы) с многочисленными остатками стигмарий — корней каменноугольных деревьев, тол-

стых и тонких, которые сохраняются в том положении, в каком находились при жизни растений. Ниже, на некотором расстоянии, располагаются песчаники и глинистые сланцы (иногда и конгломераты), с существенно иными признаками: они всегда обладают хорошо выраженной слоистостью и содержат остатки наземных органов растений, а также раковины пресноводных моллюсков и остатки рыб; иногда эти породы содержат только остатки морских животных. Перечисленные члены разреза (уголь — породы со стигмариями — породы с фауной и листьями) образуют как бы естественную пачку или цикл обычно мощ-

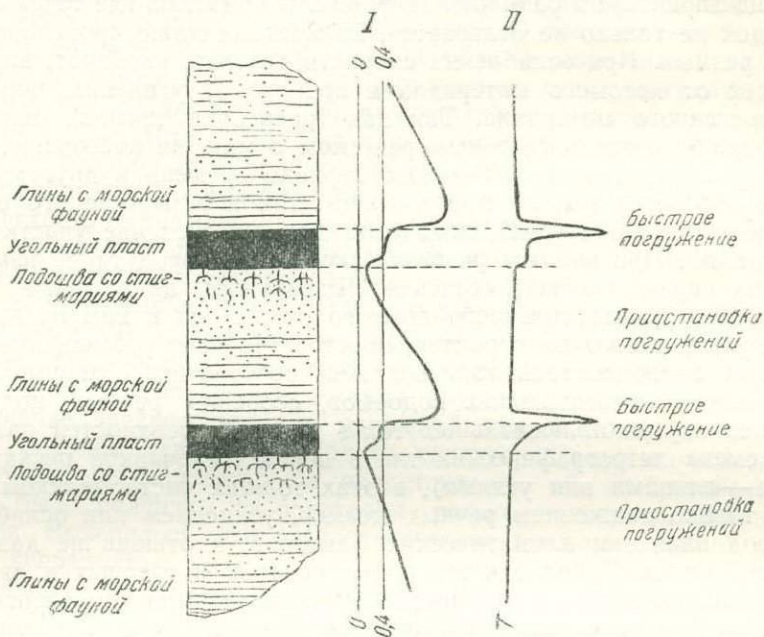


Рис. 37. Разрез каменноугольной залежи в шахте III. Барруа (по М. Прюво)

I—кривая характеризует глубину отложения различных пород разреза относительно уровня моря (0—0); II—кривая отображает темп погружений (отсчет ведется относительно линии T—T)

ностью 5—10 м, который многократно повторяется в разрезе. Всего таких циклов в среднем карбоне насчитывается до 400.

Смысл последовательной смены пород толкуется Прюво следующим образом. Песчаники с морской фауной отвечают условиям затопления данного участка водой и нахождения его на некоторой, очень небольшой, глубине под уровнем моря. Пласты песчаника со стигмариями указывают на условия топкого побережья с болотной растительностью типа современных мангровых зарослей. «Палеоботаники — пишет Прюво¹ — согласно признают, что растения каменноугольного леса росли на болотистой почве и что высота воды не могла превосходить нескольких дециметров, иначе растения не могли бы существовать». Что касается самого угольного пласта, то это — прибрежный торфяник, условия образования которого лишь незначительно отличались от условий образования стигмариевых пластов, вероятно, в сторону более высокого стояния суши.

Таким образом, смена перечисленных выше пород демонстрирует, что Намюрский район в течение среднекаменноугольного времени не-

¹ Прогибание и осадконакопление. Перев. на русск. яз., ЦНИГРИ, 1938.

однократно находился то ниже уровня моря, то вблизи самого этого уровня, то, может быть, даже несколько выше него. Что же определяло эти фазиальные изменения? По Прюво — изменчивый темп погружения и, в силу этого, меняющиеся соотношения скорости прогибания и скорости осадконакопления.

В эпоху, когда погружение опережало осадконакопление, площадь Намюрского бассейна погружалась на некоторую глубину под уровень моря. Но как только темп прогибания ослабевал, терригенный материал, сносимый с суши, постепенно заполнял бассейн и поднимал его дно; лишь только накопление наносов становилось достаточным и оставался только ничтожный слой воды, позволяющий поселиться и развиваться сигилляриям и лепидодендронам, лес вновь возвращался с соседнего берега и овладевал этими местами. Дальнейшее зарастание побережья и заполнение осадками давало уже торфяник. При ускорении погружений площадь вновь погружалась под уровень моря, потом — с замедлением движений — опять заполнялась осадком, появлялись древесные заросли и торфяники и т. д. Так, за среднекаменноугольное время Намюрский бассейн, непрерывно двигаясь вниз переменными темпами, накопил мощную толщу пород с циклическим строением. Явные признаки обмеления бассейна во время отложения стигмариновых слоев каждого цикла, по сравнению со слоями, содержащими морскую фауну, вовсе не указывают на положительное колебание земной коры, т. е. на временное движение ее вверх, как обычно думают, а объясняются временным замедлением отрицательных движений земной коры до значений меньших, чем скорость осадконакопления. «Явление прогибания — пишет Прюво — прерывисто во времени; по масштабу геологического времени оно стремительно, но происходит последовательными скачками; оно чередуется с периодами стабильности, во время которых бассейн наполняется осадками и глубина вод уменьшается, создавая впечатление положительного движения...» «На протяжении периода непрерывной седиментации наблюдается только отрицательное движение и явления, которые, повидимому, могли бы быть отнесены к положительным движениям, оказываются лишь видимостью, обязанной приостановке опускания, позволяющей накоплению наносов совершаться без соответствующей компенсации». Анализ движений земной коры, сделанный Прюво, показывает, насколько сложной оказывается эта задача в некоторых случаях и насколько существенно меняется общая характеристика динамики земной коры при углубленном их изучении.

4. Движения земной коры, вызывающие угловые несогласия в напластовании

Угловым несогласием называют такое залегание двух свит одна на другой, когда угол наклона и азимут простирания у каждой свиты различные. Подобного рода угловые несогласия между свитами, вообще говоря, двоякого происхождения. В некоторых случаях они возникают в процессе деформации уже отложенных толщ и являются результатом надвигания одной части структуры на другую по более или менее крутой поверхности (надвиги, взбросы, шарьяжи). В этих случаях принято говорить о вторичном или тектоническом угловом несогласии, возникшем после отложения обеих участвующих в несогласии свит. Но наряду с таким вторичным (эпигенетическим) несогласием встречается и другое, которое разделяет свиты разного возраста и возникло в процессе их формирования. Это первичное угловое несогласие между свитами нас сейчас и интересует.

Внешне первичное несогласие выглядит обычно следующим образом (рис. 38). Из двух свит, выходящих в разрезе, нижняя всегда залегает дислоцированно, образуя либо серию моноклинально залегающих пластов, либо несколько синклинальных и антиклинальных перегибов их. Верхняя свита располагается горизонтально, либо также дислоцирована, но под другими углами (и азимутами) к горизонту. Контакт свит всегда имеет ясно выраженную неровную поверхность размыва, срезающую в разной степени разные члены нижележащей свиты. Верхняя свита залегает поэтому всегда трансгрессивно, и в ряде случаев можно видеть, как более молодые члены этой свиты постепенно накрывают все более высокие части нижележащего дислоцированного комплекса. В основании трансгрессирующих слоев часто (почти всегда) лежит конгломерат из пород ложа.

Генетический смысл описанных соотношений истолковывается без особого труда. Поскольку породы нижней свиты являются образова-

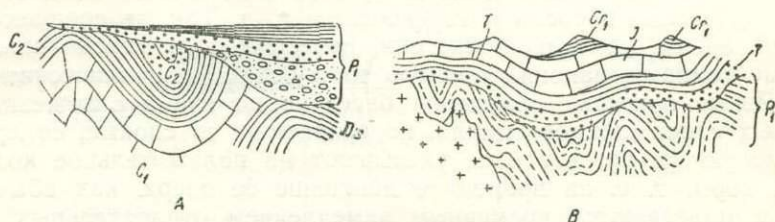


Рис. 38. Типы угловых несогласий

А—наиболее простой случай углового несогласия: на складчато-дислоцированных свитах лежат горизонтально напластованные толщи. Время складчатых деформаций: после C_2 , но до P_1

В—более сложный случай углового несогласия: на складчатой нижней толще лежит складчато-дислоцированная верхняя, но с иными углами наклона слоев и иными азимутами их простираения. Время складчатых деформаций: первый раз в промежутке между P_1 и T ; второй раз—после C_1

Крестиками изображена интрузия, связанная со складкообразованием первой фазы

ниями осадочными, они в процессе отложения залежали, конечно, горизонтально или, возможно, вследствие неровности ложа, под незначительными углами, не выше 2—3°. При этом их формирование сопровождалось длительным прогибанием данного участка земной коры по тому типу отрицательных эпейрогенических движений, какой был описан выше. С некоторого момента времени, однако, эпейрогенические движения осложнились движениями другого типа, которые смяли породы в складки, создали разрывы и вообще вызвали резкие изменения—дислокации. Эти процессы дислоцирования первично горизонтальных пластов сопровождалось одновременным поднятием всей структуры вверх, что в свою очередь привело к более или менее глубокому размыву наиболее приподнятой части. За периодом дислокаций и размыва последовал новый период медленных эпейрогенических движений отрицательного характера, что и выразилось в накоплении верхней свиты, покрывающей нижнюю структуру. Трансгрессивное залегание ее и наличие в основании конгломерата из обломков нижележащих толщ обусловлены всем ходом геологической истории данного участка земной коры.

В некоторых случаях эпейрогенические колебания, начавшиеся после сформирования складчатой структуры, удерживаются без изменения в течение всей последующей истории данного участка коры, и это находит отражение в горизонтальном залегании накрывающей толщи. Но в других случаях (см. рис. 38, *в*) после длительного господства эпейро-

генеза движения земной коры вновь осложняются процессами дислокационными, приводящими к резким изменениям в залегании пород. Вновь деформируются как нижняя, так и верхняя толщи, и общая структура земной коры становится еще более сложной. Особенно сложным делается залегание нижней свиты, подвергавшейся дислокациям дважды. Угловое несогласие между нижней и верхней толщами, конечно, сохраняется, но только выглядит несколько сложнее, чем ранее.

Движения земной коры, вызывающие складчатость, разрывы, надвиги и вообще всякие резкие изменения первичного залегания осадочных свит, получили общее название орогенических или горообразовательных движений. Название это, введенное Кобером в 1920 г., не вполне удачно, ибо оно отражает только явление воздымания формирующихся или уже сформировавшихся структур в виде гор, но ничего не говорит об основном структурном преобразовании затронутых дислокациями участков. М. М. Тетяев предложил заменить его термином складкообразовательные движения, но этот термин, в противоположность первому, не отражает явлений воздымания, сопутствующих складчатости. Поскольку эти термины вошли в употребление как синонимы, в дальнейшем мы будем пользоваться ими обоими.

Складкообразовательные движения, зафиксированные угловым несогласием, получили название орогенической фазы или фазы складкообразования.

Совершенно очевидно, что при исследовании тектонической эволюции земной коры складкообразовательные процессы, как резко усложняющие структуру коры, приобретают особый интерес. Их тщательная фиксация во времени, прослеживание в пространстве составляют столь же важную задачу исторической геологии, как и изучение эпейрогенических движений.

5. Особенности орогенических процессов сравнительно с эпейрогеническими и их генетические соотношения

Установив два морфологических типа движений земной коры в ее поверхностных частях, целесообразно — для ясности дальнейшего изложения — остановиться на всестороннем сравнении этих движений и на их генетических соотношениях.

Одним из наиболее бросающихся в глаза отличий орогенических процессов от эпейрогенических является их эпизодичность по времени и относительно узкая локализация в пространстве.

Эпейрогенические движения, как мы знаем, охватывают всю поверхность Земли и длятся непрерывно. Нет такого участка земной коры для любого отрезка времени, как бы краток он ни был, который находился бы вне той или иной формы эпейрогенических движений, восходящих или нисходящих. Дислокационные процессы, напротив, представляют собой явление эпизодическое, то проявляющееся в ходе геологических процессов, то отсутствующее. При этом ни один складкообразовательный акт не охватывает площади всей земной коры в целом, но локализуется на одной или нескольких изолированных территориях, по размерам своим обычно весьма не-

значительных сравнительно с общей поверхностью земной коры.

Так как в процессах складкообразования происходят весьма существенные и крупные структурные изменения земной коры, то их эпизодичность, относительная кратковременность, неизбежно приводит к представлению о быстром течении самих орогенических актов или фаз. Эту быстроту нужно понимать, конечно, лишь условно.

Орогенические фазы — процессы быстрые лишь относительно очень медленных эпейрогенических колебаний, но сами по себе они отнюдь не мгновенны, а имеют измеримую геологическую длительность и, вероятно, достаточно сложны по своей динамике.

Одно обстоятельство позволяет ближе подойти к пониманию того, что такое орогеническая фаза. Современный геологический момент, по представлениям ряда геологов (Г. Штилле и др.), есть момент орогенеза. Сейчас еще продолжается формирование ряда молодых горных хребтов: Пиренеев, Атласа, Апеннин, Альп, Карпат, Балкан, Кавказа, Гималаев, Индо-Китая, Кордильер, Анд и др. В то же время как раз эти территории являются ареной оживленных и частых землетрясений, каждое из которых приводит то к заметным изменениям в рельефе этих стран, то к почти неуловимым. Такое совпадение, конечно, не случайно. Землетрясения — это не что иное, как современная форма проявления горообразовательных процессов, как складчатых, так и дизъюнктивных, и это обстоятельство позволяет более живо представить себе туманные и бледные «орогенические фазы» геологического прошлого. Каждая орогеническая фаза представляет собой длиннейшую цепь отдельных толчков, мелких подвижек, «скачков» — типа тех перемещений, какие сопровождают каждое современное землетрясение. Фигурально выражаясь, орогенический акт — это суммарный результат некоторой серии сейсмических актов, последовательно протекавших на данном участке земной коры за некоторый, измеримый геологически, промежуток времени. Быстрота орогенических актов, как видим, относительна, а их простота условна.

Продолжая наше сопоставление орогенеза и эпейрогенеза, следует отметить, что самые формы движений земной коры, а также характер сопровождающих их магматических процессов при тех и других движениях существенно различны.

При эпейрогенезе основной формой движения коры является вертикальное, причем оно не сопровождается вовсе или сопровождается лишь в ничтожной степени боковым или горизонтальным смещением слоев. По знаку своему направление движений на одном и том же участке земной коры может меняться — вверх или вниз; по амплитуде же эти сменяющие друг друга направления движений могут быть соизмеримы.

При орогенезе движение всегда идет по двум направлениям — горизонтальному и вертикальному. Первое приводит к образованию складок, надвигов, шарьяжей и т. д. и в общем — к сокращению поверхности, прежде занимаемой горизонтально расположенными пластами. Вертикальное движение заключается в общем поднятии формирующейся структуры вверх и в превращении ее в геоморфологически отчетливо выраженные горные хребты, подвергающиеся размыву. Это вертикальное воздымание складчатой структуры отнюдь не является побочным, наложенным явлением, как полагают некоторые авторы (М. М. Тетяев и др.), но

органически связано со складкообразованием и представляет собой, по крайней мере частично, компенсацию горизонтального сокращения поверхности, вызываемого складкообразовательным процессом.

Магматическая активность при эпейрогенических процессах проявляется не всегда. Можно найти в прошлом массу примеров эпейрогенических колебаний очень крупных по размерам площадей, где ни малейших проявлений магматизма установить не удастся. Лишь некоторые, специфические по своему динамическому режиму, области — так называемые геосинклинальные зоны — в процессе эпейрогенических колебаний обычно характеризуются сильным вулканизмом, и то не на всей площади, а лишь на определенных участках, отличающихся наиболее интенсивными и разнонаправленными колебаниями земной коры, приводящими к местным разрывам. За пределами геосинклинальных зон, в области замедленных движений, эпейрогенез, как правило, не сопровождается вулканизмом.

Что касается форм эпейрогенического вулканизма, то на поверхности земной коры он проявляется в виде эффузий обычно основных и средних лав, реже кислых и ультраосновных. В последовательности эффузий последнее время стали открываться некоторые закономерности: вначале обычно изливаются более основные и однородные по составу лавы, в конце — более кислые и разнообразные. Одновременно на глубинах путем интродуирования образуются крупные очаги основной (базальтовой) магмы, которые и питают эффузии. В этих очагах, частично путем переплавления и усвоения ими окружающих осадочных пород, отчасти под влиянием других физико-химических процессов (распада силикатных расплавов и др.), идет дифференциация магмы на массы разного состава, что и отражается в изменении эффузивных пород во времени. Благодаря погружению более основных силикатных масс большего удельного веса, происходит постепенное «подкисление» очага, переход его магмы в гранитную — или гранитизация ее.

При складкообразовании имеют место эффузии и интрузии, но преобладающее развитие имеют последние. Интродуирование происходит частью за счет внедрения новых порций основной магмы, главным же образом за счет выжимания вверх магмы вулканических очагов, возникших (и развивавшихся) в эпоху эпейрогенеза. Так формируются огромные лакколиты, батолиты и прочие формы секущих интрузий, располагающиеся в нижних частях возникших складчатых структур.

Медленно остывающие в мощной оболочке осадочных пород интрузии выделяют горячие и насыщенные парами H_2O водные растворы разнообразных веществ, которые затем циркулируют по трещинам, пересекающим частью оболочку интрузий, частью самые верхние (апикальные) уже затвердевшие части интрузивных тел. Охлаждаясь, эти растворы последовательно осаждают внутри трещинных пустот серию нерудных и рудных минералов, как кварц, флюорит, кальцит, барит, цинковая обманка, вольфрамит, пирит, сфалерит и т. д., в которых часто концентрируются громадные массы Zn, W, Cu, Fe и других металлов. Внедрение интрузий, таким образом, сопровождается обширными и напряженными геохимическими процессами, получившими название металлогенических. Эпейрогенические движения обычно не сопровождаются металлогенезом или сопровождаются лишь в малой мере. Это и понятно. Глубинные очаги магм в это время не остывают и не дают рудообразующих водных растворов. В эффузивных же процессах водные пары хотя и выделяются, но в большинстве случаев улетают в воздух, а многообразные элементы

(как Au, Ag, Pb, Zn, Cu, As), присущие лаве, остаются распыленными в застывшей стекловатой или тонкокристаллической массе породы.

Что касается метаморфизма, то участие и значение этого явления в процессах эпейрогенических и орогенических существенно различно. При эпейрогенезе метаморфизм принципиально возможен лишь тогда, когда длительные опускания вызывают накопление исключительно мощных свит; сдавливание их нижних пачек силой веса вышележащих слоев ведет к уплотнению их, дегидратации и некоторым перестройкам минералогического состава вещества. Практически такой метаморфизм при эпейрогенезе осуществляется не повсеместно, а лишь на некоторых ограниченных по площади участках — в геосинклинальных зонах; на очень больших площадях он отсутствует полностью. При складкообразовательных движениях, протекающих под громадным боковым давлением, метаморфизм, напротив, является обязательным сопутствующим процессом, но свойствен лишь глубоким горизонтам структуры, где, собственно, и развиваются давления. Региональное развитие метаморфизма в складчатых зонах осложняется и усиливается, кроме того, наложением специфического контактового метаморфизма в осадочной оболочке интрузий.

Из сказанного видно, что каждое эпейрогеническое и орогеническое движение представляет собой комплекс процессов, причем процессов, значительно отличающихся как по содержанию, так и по интенсивности. В частности, бросаются в глаза гораздо большая сложность и напряженность всех процессов, протекающих при орогенезе, сравнительно с эпейрогеническими.

Охарактеризованные различия эпейрогенических и орогенических процессов отчетливо проявляются, конечно, при их типичном развитии. Но временами на отдельных участках эпейрогенические процессы могут приобретать ускоренный темп, а горизонтальная составляющая их значительно усиливаться против нормы; тем самым они приобретают черты, сближающие их со складкообразованием. Орогенические же процессы в ряде мест могут проявляться в очень ослабленной форме и напоминать крайние нетипичные формы эпейрогенеза. Так оба типа процессов связываются взаимными переходами, и эти переходного типа движения часто трудно отнести к той или иной категории.

Наличие взаимных переходов между типичными эпейрогеническими и орогеническими движениями имеет огромное принципиальное значение для познания природы движений земной коры вообще. Оно указывает, что эпейрогенез и орогенез являются двумя крайними формами единого процесса движений земной коры и что при возникновении нужных условий эпейрогенические движения перерастают в орогенические.

Какова сущность этих «нужных условий» перерастания, мы сейчас не знаем, ибо физический механизм движений земной коры вообще до сих пор не раскрыт даже в первом приближении. Несомненно одно, что причина тектонических процессов, наблюдаемых в поверхностных частях земной коры, кроется в каких-то изменениях вещества глубоких горизонтов Земли. Но физическое состояние этих горизонтов нам пока неизвестно. Поэтому, хотя анализ морфологии (т. е. внешних проявлений) эпейрогенических и орогенических движений и приводит к представлению о том, что это лишь разные формы одного и того же процесса движения земных масс и что эпейрогенез перерастает в орогенез, — дать удовлетворительный разбор самого перерастания, указать его физические условия и механизмы пока не представляется возможным.

Это дело дальнейших исследований. Мы же пока вынуждены ограничиться накоплением чисто эмпирических морфологических закономерностей течения оро- и эпейрогенеза, которые, несомненно, будут способствовать более глубокому пониманию их физической сущности.

В дальнейшем мы познакомимся с рядом этих закономерностей, пока же остановимся на одной из них, важной для понимания обстановки перерастания эпейрогенеза в орогенез. Уже говорилось, что эпейрогенические движения в истории Земли складываются так, что в одни эпохи преобладающими являются нисходящие движения, вызывающие обширные трансгрессии моря, в другие же — движения восходящие, обуславливающие столь же крупные регрессии. Замечено, что складкообразование проявляется наиболее часто и отличается наибольшим размахом по площади и наибольшей эффективностью в эпохи восходящих колебательных движений. В периоды же нисходящих движений складкообразование встречается редко, локально резко ограничено и не дает сколько-нибудь крупных устойчивых структур. Последние обычно быстро вовлекаются в погружения и становятся ареной дальнейшего накопления осадков и дальнейших складчатых деформаций.

Эти соотношения показывают, что в физическом механизме восходящих эпейрогенических движений, нам пока неизвестном, есть, видимо, нечто общее с физическим механизмом складкообразования. Восходящие эпейрогенические движения в конечном счете, и перерастают в складкообразовательные. Движения же нисходящие приводят к ослаблению и затуханию складчатости.

Можно принять поэтому, что из двух морфологических типов движений земной коры — эпейрогенического и орогенического — основным является эпейрогеническое, орогеническое же развивается из него, и, в частности, представляет дальнейшее своеобразное развитие восходящих колебаний.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ, НАПРАВЛЕНИЕ И ЭТАПЫ ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Эпейрогенические и орогенические движения земной коры, имевшие место в геологическом прошлом, привели к тому, что современное строение литосферы отличается большой сложностью и гетерогенностью, т. е. она состоит из ряда единиц разной структуры и свойств. Поэтому, прежде чем приступить к изложению истории земной коры, целесообразно познакомиться в общих чертах с ее современными основными структурными единицами, с принципами их выделения, с их свойствами, происхождением и общим направлением эволюции.

Разберем вначале эти вопросы применительно к площади современных континентов, а затем — к территориям разделяющих их океанов.

1. Основные структурные единицы современных континентов

В составе современных континентов различают четыре типа крупных структурных единиц: платформы, или области докембрийской складчатости¹, каледониды, или области нижнепалеозойской (каледонской) складчатости, герциниды, или площади верхнепалеозойского (герцинского) складкообразования, альпиды, или территории мезо-кайнозойских (альпийских) складчатых процессов (см. приложение I).

Платформы представляют собой крупные, обособленные одна от другой, площади, с индивидуальными для каждой очертаниями, образующие как бы ядра или центральные части материков: Европы, Северной и Южной Америки, Африки, Австралии, Азии. По большей части каждому континенту отвечает всего одна платформа, являющаяся его остовом, и только Азиатский материк представляет в этом отношении исключение: в нем, кроме крупной платформы на севере, имеются еще мелкие на юге, западе и востоке. Платформы получили наименование по континенту или по политической единице, на площади которых они находятся. Так, платформу Европы называют Восточноевропейской или Русской; Северной Америки — Североамериканской или Канадской; Южной Америки — Бразильской; Африки — Африканской, платформу

¹ Термин «платформа» употребляется в двух значениях: в более узком, отвечающем докембрийским складчатым структурам, и в более широком, обозначающем определенную стадию в развитии любых участков коры, отвечающую стадии докембрийских складчатых структур. В этой книге, за исключением специально оговоренных случаев, термин «платформа» употребляется в первом, более узком значении.

Австралии — Австралийской. Североазиатскую платформу именуют Сибирской, Южноазиатскую — Индийской, Западноазиатскую — Таримской, Восточноазиатскую — Китайской.

Геоморфологически платформы в их современном виде несколько варьируют. Платформы Русская и Канадская в большей своей части являются равнинами, возвышающимися над уровнем моря меньше, чем на 200 м, и лишь в отдельных точках достигающими 300—350 м. Рельеф их плоский, слабо выраженный, и амплитуды высот измеряются обычно немногими десятками метров. Платформы Бразильская и Австралийская приподняты над уровнем моря выше, и средняя их высота колеблется между 200 и 500 м, Сибирская же и, особенно, Африканская стоят на уровне от 500 до 1000 м над морем, а крупные участки Африканской платформы переходят даже изолинию 1000 м. Таким образом, наряду с низкими существуют и высокие платформы. Общий характер рельефа высоких платформ, однако, остается плоским, слабо расчлененным, с относительно малыми амплитудами высот, медленными и постепенными переходами от отрицательных элементов рельефа к положительным, почему высокие платформы относят к категории плоскогорий. Эта плоскостность рельефа платформ собственно и послужила причиной их наименования (plate — плоский). Лишь в отдельных, исключительных случаях на весьма ограниченных участках рельеф платформ приобретает горный характер (область озер Виктории, Рудольфа и других в Африке, Норильский район на Сибирской платформе).

В составе платформ, как, впрочем, и всех других структурных единиц земной коры, принимают участие породы всех возрастов, начиная от архейских до современных. Но залегают эти породы весьма неодинаково, образуя в теле платформы два отчетливо различных структурных этажа (рис. 39). Нижний этаж или фундамент платформы слагают докембрийские отложения, представленные, как правило, резко складчато-дислоцированными, по большей части глубоко метаморфизованными породами — гнейсами, роговообманковыми, слюдяными, хлоритовыми сланцами, реже кварцитами и мраморами. Эти породы объединяются обычно в несколько свит, разделенных угловыми несогласиями. Все свиты прорваны огромными по размерам интрузиями гранита и гранодиорита, также обычно несущими ясные признаки метаморфизма.

Докембрийский складчатый фундамент располагается в разных частях платформ на разном гипсометрическом уровне. В пределах любой платформы имеются участки, где он выходит непосредственно на поверхность или прикрыт лишь ничтожным по мощности плащом нормальных осадочных пород. Эти области приподнятого залегания фундамента получили название выступов; если выступ лишен осадочного покрова вообще, его называют щитом. На площади Русской платформы щитом является высокоприподнятый Фенноскандинавский массив, на Сибирской — Анабарский и Алданский массивы, на Североамериканской — Канадский массив и т. д.

На значительных площадях платформ, однако, фундамент глубоко погружен и покрыт более или менее мощной толщей палеозойских, мезозойских и кайнозойских осадочных пород, измеряемой многими сотнями метров, до 1500—2000 м и даже больше. Эти участки пониженного залегания фундамента называют впадинами. Выстилающие их породы образуют второй структурный этаж платформ. Состав и условия залегания пород верхнего этажа совершенно иные. Породы эти принадлежат к классу нормальных осадочных и редко — вулканических; они залегают горизонтально или лишь с ничтожными углами накл-

лона (0,5—2,0°) и лишены всяких признаков метаморфизма. В подавляющем большинстве случаев в породах верхнего этажа вообще не удается отметить никаких углов падений, и только картирование крупных площадей позволяет по смене древних пород молодыми и наобо-

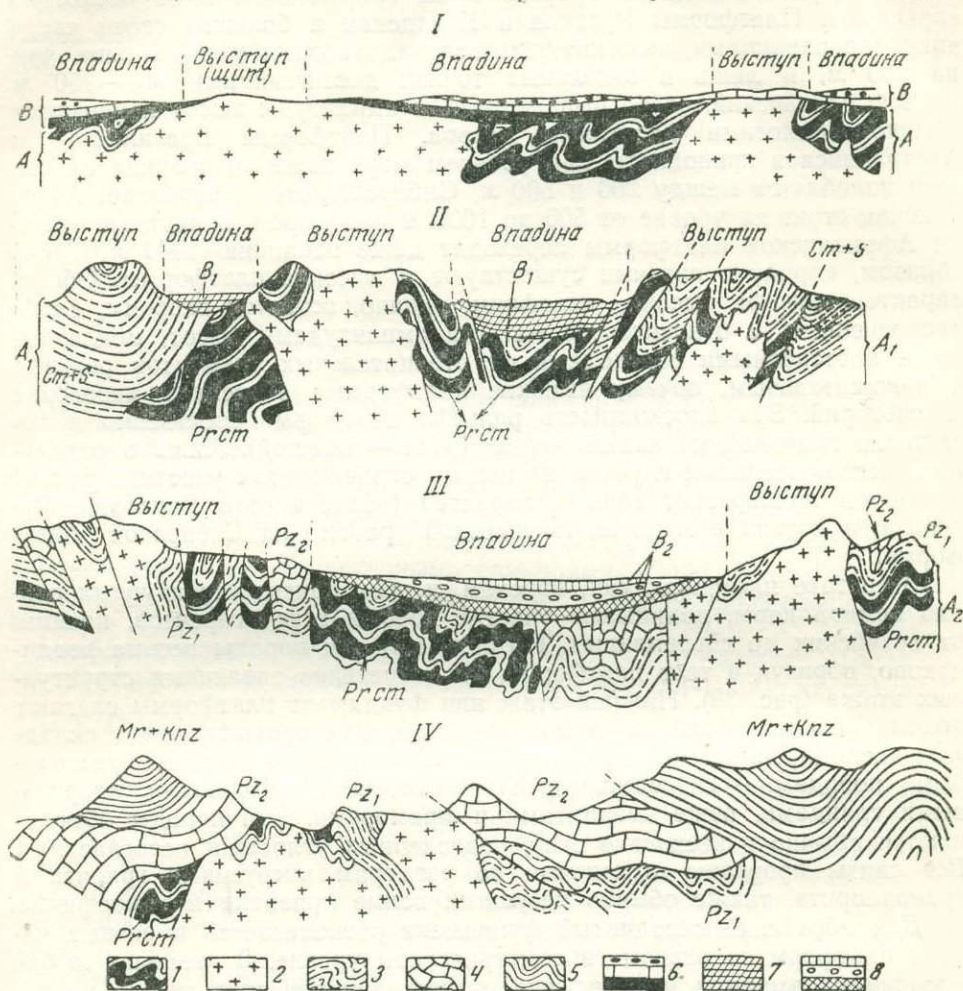


Рис. 39. Схемы строения платформ (I), каледонид (II), герцинид (III), альпид (IV).

1—докембрийские породы; 2—интрузии докембрия; 3—породы кембрия и силура; 4—породы девона, карбона, перми; 5—породы мезозоя и кайнозоя; 6—породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя на платформах; 7—породы девона, карбона, перми, мезозоя и кайнозоя на площади каледонид 8—породы мезозоя и кайнозоя на площади герцинид

A—нижний структурный ярус платформ, A₁—то же в зоне каледонид, A₂—то же в зоне герцинид. B—верхний структурный ярус платформ, B₁—то же в зоне каледонид, B₂—то же в зоне герцинид

рот установить, что залегание платформенных осадков все же не строго горизонтально, а слегка отклоняется от него, на 0,5—2,0°. В целом прогибы фундамента платформы представляют собой огромные по площади и относительно неглубокие, плоские мультисинклинальные чаши или синеклизы, которые возникли не в результате каких-либо орогенических актов, а в процессе длительных эпейрогенических отрицательных движений одних участков платформ относительно других. Прогибы фундамента платформ—это как раз те структурные формы эпейрогенеза, о которых мы говорили выше (глава V). Лишь на отдельных, очень

ограниченных по площади участках платформ, обычно ближе к их краям, среди спокойно лежащих слоев обнаруживаются резкие куполовидные вздутия, брахантиклинали, то одиночные, то объединяющиеся в ряды, порою осложненные дизъюнктивными формами — сбросами. Это, несомненно, вторичные дислокации, вызванные действием орогенических процессов; наличие их доказывает, что платформы, вообще говоря, не чужды дислокационным процессам. Однако степень выраженности этих платформенных дислокаций сравнительно с тем, что мы увидим в дальнейшем в зонах складчатости, совершенно ничтожна, и своим присутствием они почти не нарушают общего спокойного первичного залегания пород верхнего структурного этажа платформ.

Говоря кратко, сущность платформенных структур состоит в том, что на резко складчато-дислоцированном, метаморфизованном и прорванном интрузиями докембрийском фундаменте в местах некоторого погружения его располагается относительно маломощный и почти горизонтально лежащий плащ нормально-осадочных постальгонских пород, залегающий в условиях, близких к условиям его первичного отложения. Вторичные дислокации этого плаща ничтожны и выражены спорадически, как бы вкраплены в обширные поля спокойного залегания пород.

Между платформами, связывая их, располагаются зоны каледонской, герцинской и альпийской складчатости.

Каледонские складчатые структуры возникли в результате орогенических процессов кембрия и силура и называются также каледонидами. Они развиты относительно мало. Небольшая дуга их обрамляет с юга Сибирскую платформу (Саяны — Прибайкалье): почти таких же размеров участок каледонид протягивается вдоль западного края Русской платформы от Шотландии через Скандинавские горы к Шпицбергену. Возможно, продолжением этого участка является полоса каледонских структур вдоль северной и северо-западной окраин Североамериканской платформы, от восточной Гренландии до Аляски.

Герцинские складчатые структуры образовались в результате складкообразовательных движений девона-карбона и перми; их называют герцинидами. Они развиты гораздо шире каледонид. Огромная площадь их располагается между платформами Русской, Сибирской, Китайской и Таримской, как бы связывая их одну с другой. Меньшие по размерам участки герцинских структур разбросаны во многих местах: к западу от Русской платформы (Испания, Франция, Германия), к востоку от Канадской платформы (Аппалачская зона), к югу от Бразильской, к северу от Африканской и к востоку от Австралийской платформы.

Альпийские складчатые структуры, наиболее молодые по возрасту, возникли при складкообразовательных движениях мезозоя и кайнозоя. Они занимают ныне максимальную площадь, причем образуют три изолированные огромные зоны — широтную и две меридиональные. Широтная, получившая название Средиземноморской, протягивается от Гибралтара на западе до Малайского архипелага включительно на востоке. Здесь она сливается с меридиональной Западно-тихоокеанской складчатой зоной, которая простирается по побережью Азии от Индо-Китая до Ледовитого океана. Вторая меридиональная альпийская складчатая зона пролегает вдоль Кордильер и Анд в Северной и Южной Америке и называется Восточноокеанской зоной.

Как геоморфология, так и структура каледонской зоны отчетливо отличаются от платформенных. Геоморфологически участок их, окон-

туривающий Сибирскую платформу, представляет собой относительно невысокие горные хребты, в прошлом не раз подвергавшиеся пенепленизации и омоложенные недавними (позднетретичными и четвертичными) восходящими движениями, продолжающими развиваться и сейчас. На западе зоны среди гор располагаются крупные пониженные участки, котловины или депрессии, с пологим равнинным рельефом, например, сложная по конфигурации Минусинская котловина и Тувинская депрессия.

Тот же характер невысоких мягко волнистых древних гор имеют Скандинавские и Шотландские горы и частью полоса каледонид вдоль северной окраины Североамериканской платформы; по большей части, однако, это весьма пониженные области, почти целиком затопленные морем.

Структурно все приподнятые горные участки каледонид являются площадями развития интенсивно смятых в складки и метаморфизованных докембрийских, кембрийских и силурийских пород, прорываемых гранитными интрузиями. На пониженных площадях, в Минусинской и Тувинской котловинах, это складчатое основание каледонид погружено и закрыто толщей верхнепалеозойских (D+C+P) и частью мезокайнозойских пород. Обычно эти породы также в небольшой степени дислоцированы, наиболее сильно по окраинам котловины, очень слабо или почти недислоцированы в ее центральных частях. Малые размеры площадей каледонской складчатости приводят к тому, что крупные мультислойные прогибы со слабо наклоненными пластами, аналогичные прогибам на платформах, в составе каледонид отсутствуют.

Из сказанного видно, что, несмотря на явные геоморфологические отличия каледонид от платформ, структуры их принципиально сходны. В обоих случаях это сооружения с двумя структурными этажами: резко складчатодислоцированным фундаментом и гораздо более полого лежащим покровом, занимающим только участки погружения фундамента. Только возраст пород фундамента и соответственно покрова у каледонид иной, чем на платформах: кембрийские и силурийские породы на платформах лежат горизонтально и входят в состав плаща, на площади же каледонид они резко смяты в интенсивные складки и включаются в фундамент.

Герцинские складчатые области примыкают частью к зонам каледонид, частью прямо к платформам. Геоморфологически они довольно разнообразны. Наиболее крупная из областей — азиатская — явственно распадается на четыре участка. Восточный участок, охватывающий Тибет и горные цепи Гиндукуш, Каракорум, Тянь-Шань, Алтай, Куэнь-Лунь, представляет собой высоко приподнятую территорию с рельефом типа плоскогорья, усложненного высокими горными хребтами. Северный участок, обнимающий Западносибирскую низменность и Тургайское плато, напротив, характеризуется спокойным, необычайно плоским равнинным характером и представляет собой как бы плоскость, наклоненную на север и уходящую под уровень Карского моря. На западе эта область низменного рельефа окаймляется относительно невысоким Уральским хребтом (третий участок); на северо-востоке, на Таймыре — хребтом Бырранга (четвертый участок). Такими же относительно невысокими горными хребтами образована герцинская Аппалачская зона на востоке Североамериканской платформы и частью герцинская область Австралии. Западноевропейская герцинская зона, напротив, в большей части представляет собой низменность, среди которой расположен ряд

разрозненных и небольших по размерам и высоте горных хребтов и плато: Эйфель, Рейнские Сланцевые горы, Шварцвальд, Вогезы, Гарц, Судеты, Рудные горы и др. Таким образом, общая расчлененность герцинских зон значительна, и на большей части своей площади они характеризуются более или менее высокими, а иногда и очень высокими (как Алтай, Тянь-Шань, Куэнь-Лунь и др.) хребтами. Но, как и каледонские цепи, это не молодые островерхие горы, впервые вырезаемые денудацией из поднимающейся складчатой структуры, а омоложенные недавними поднятиями древние пенеппенизированные горные страны. Горы герцинской зоны имеют характер глыб, вырезанных из слабо волнистой поверхности и поднятых на высоту, что вызвало новый цикл их эрозии. Вершины их поэтому часто (особенно на Алтае и в других местах) плоски и несут следы древней пенеппенизации, боковые же склоны их круты.

В структурном отношении в герцинских областях так же ясно намечаются два структурных этажа, в основном сходных с платформенными и каледонскими, но иного состава. Нижний этаж, или фундамент герцинид, сложен резко складчато-дислоцированными, в различной степени метаморфизованными осадочными и эффузивными породами, прорезанными многочисленными интрузиями. По возрасту эти породы отвечают докембрию и всему палеозою, причем, по крайней мере в некоторых случаях, образуют 2—3 (и более) свиты, отделенные угловым несогласием. Все наиболее приподнятые участки герцинских зон (выше перечисленные хребты) слагаются исключительно складчатым фундаментом, лишенным какого-либо вуалирующего покрова. На пониженных территориях герцинид (Западносибирская низменность, Западная Европа) складчатый фундамент глубоко опущен и закрыт сверху довольно мощным (порой до 2000 м) плащом пород мезозоя и кайнозоя. Вблизи границ с альпийской складчатой полосой (например, в Западной Европе, Фергане, Кызыл-Кумах, Кара-Кумах) этот плащ обычно имеет ясно выраженные дислокации складчатого типа, но обычно гораздо более слабые сравнительно с альпийскими.

По мере удаления от границ альпийской зоны дислоцированность верхнего структурного этажа герцинид убывает, и породы, — как это особенно ясно видно в Западносибирской низменности, — лежат почти горизонтально, образуя плоскодонные мульдобразные прогибы такого же типа, как прогибы платформ.

Альпийские складчатые зоны примыкают к герцинидам или каледонидам, там же, где этих структур нет, — непосредственно к платформам.

Геоморфологически альпийские складчатые зоны представляют собой настоящие высокогорные страны со сложным и чрезвычайно расчлененным рельефом. Пространство зон заполнено серией удлиненных, вытянутых хребтов с вершинами до 5—6—7 км и выше; величайшие горные вершины принадлежат именно альпийским складчатым полосам. Между хребтами располагаются узкие удлиненные долины, куда сносятся с хребтов продукты денудации и по которым эти продукты перемещаются далее в море.

Наряду с продольными межгорными долинами наблюдаются крупные депрессионные участки, опущенные ниже уровня океана и потому дающие своеобразные внутригорные (внутриконтинентальные) моря. Средиземное море с его многочисленными ветвями, Черное море, моря Малайского архипелага, краевые моря — Китайское, Японское, Охотское — представляют такого рода морские котловины внутри альпийского складчатого пояса. Примечательна их морфология. Котловины

имеют вид глубоких впадин с крутыми стенками и очень малой шириной шельфа, благодаря чему большие глубины моря находятся часто в ближайшем соседстве с берегом и осадки, по петрографическому типу сходные с отложениями шельфа, опускаются до значительных батиметрических отметок. Благодаря глубоководному характеру морских котловин, общий размах присущего альпийской складчатости рельефа — от вершин гор до наибольших глубин — весьма велик и является, вообще говоря, максимальным для настоящего времени. Естественно, что и напряженность денудационных и седиментационных процессов также достигает здесь своего максимума.

В структурном отношении зоны альпийской складчатости характеризуются тем, что в складкообразование вовлечены не только докембрийские и палеозойские, но и мезозойские и кайнозойские отложения. Складкообразование в этой зоне — есть процесс, на многих участках не законченный и поныне, что доказывается как случаями смятия даже четвертичных отложений, так и сильнейшей сейсмичностью зоны в целом. Поэтому для альпийских зон характерно одноярусное строение, причем ярус этот отвечает нижним складчато-дислоцированным ярусам каледонид и герцинид. Сколько-нибудь развитый верхний ярус горизонтально лежащих осадков — аналогичный платформенному — здесь отсутствует, вернее, он находится *in statu nascendi*, в процессе формирования в депрессионных котловинах, куда сносится материал с разрушаемых гористых участков. В некоторых районах, как, например, северо-восточная часть Азии и некоторые области Кордильер, закончивших свои деформации несколько раньше, этот процесс образования поверхностного плаща продвинулся дальше, и здесь уже обозначаются небольшие площади с почти горизонтально лежащими верхнетретичными породами. Все же это только начальные фазы рождения того мощного верхнего яруса складчатых структур, какой мы видели в других складчатых зонах и на платформах.

Сопоставляя друг с другом все четыре охарактеризованные группы основных структурных единиц земной коры, легко убедиться, что, со всех точек зрения они образуют непрерывный ряд, на одном конце которого стоят платформы, на другом — зоны альпийского складкообразования. В рельефе, в пределах этого ряда, имеются все переходы от площадей плоских, с малой амплитудой высот, к районам резко расчлененным, с высочайшими горными хребтами и глубочайшими депрессиями, занятыми морем. При этом плоский рельеф низких и высоких платформ сменяется в зонах каледонид и герцинид рельефом типа древних, омоложенных недавними поднятиями, гор, а в альпийской полосе — типа молодых гор, еще только вырезаемых денудацией из поднимающихся складчатых сооружений. В структуре всех членов ряда проступает принципиально один и тот же план: в низу — складчатый фундамент, в одних местах приподнятый, в других погруженный, наверху — плащ недислоцированных или слабо складчато-дислоцированных пород, покрывающих фундамент в области прогибов. Однако стратиграфический состав складчатого фундамента, — и соответственно объем покрывающего его плаща, — в разных группах структур существенно различен. У платформ складчатый фундамент образован только докембрием, плащ — породами палеозоя, мезозоя, кайнозоя; у каледонид фундамент обнимает докембрий, кембрий, силур, плащ — девон, карбон, пермь, мезозой, кайнозой; у герцинид в складчатый фундамент входит уже весь палеозой, а в плаще остается лишь мезо- и кайнозой; у альпид складчатое основание включает породы всего стратиграфи-

ческого разреза земной коры, плащ на подавляющей части площади отсутствует и лишь в местах прогибов альпид находится сейчас в первой стадии своего формирования.

Из изложенного виден самый принцип, который кладется в настоящее время в основу выделения главнейших структурных единиц земной коры и в основу их классификации. Дифференцирующим моментом является стратиграфический объем нижнего складчатого структурного яруса и соответственно объема налегающего на него верхнего недислоцированного (или слабо нарушенного) плаща осадочных пород. Наглядно виден также материал, которым приходится пользоваться геологу для реконструкции истории развития любой структурной единицы. Материал этот всегда неполон, особенно по части исследования фундамента. И на платформах, и в каледонидах, и в герцинидах, и в альпидах исследователю доступны лишь те части нижнего структурного яруса, которые сейчас приподняты и вскрываются денудацией. Все, что лежит под глубокими прогибами, остается вне поля зрения геолога и о существующих здесь соотношениях он может лишь догадываться. Почти в тех же условиях находится изучение плаща, покрывающего фундамент, особенно когда он мощен и его нижние горизонты на поверхность не выходят. При такой ситуации воссоздание истории современных континентов и их тектонической эволюции напоминает, выражаясь фигурально, процесс реставрации разбитой скульптуры по ее немногим сохранившимся кускам, дополняемым интуицией скульптора. Эта реставрационная работа очень увлекательна, но трудна. Она требует большой вдумчивости, глубокого изучения дошедших до нас материалов и неизбежно включает элемент гипотез, догадок, которые с течением времени меняются под наплывом нового фактического материала.

2. О тектонике современных океанских депрессий

Площади континентов составляют в настоящее время примерно $3/8$ всей поверхности Земли, $5/8$ заняты океаническими депрессиями. Знакомясь с современной тектоникой земной коры вообще, мы, очевидно, не можем пройти мимо вопроса о природе и устройстве дна современных океанических впадин.

Так как дно океана все покрыто огромными толщами воды и нам практически недоступно, то необходимо выяснить прежде всего, на основании каких данных можно вообще обсуждать проблему тектоники океанического дна. Данные эти двух типов — геофизические и чисто геологические.

Геофизические данные заключаются в определении плотности литосферы под океанами по прохождению сейсмических волн, в измерениях ускорения силы тяжести (g), а также в выяснении магнитных свойств земной коры. Все эти материалы согласно свидетельствуют, что земная кора под океанами, вообще говоря, отличается от участков ее под континентами; она плотнее (повышенные значения g и большие скорости сейсмических волн) и обладает большей магнитностью.

Истолкование этих свойств менялось в истории науки. В XIX веке и в начале XX века, когда большая плотность океанической части литосферы была впервые констатирована, причину различий видели в неодинаковой толщине сиалической оболочки, более мощной под континентами. При этом предполагалось все же, что сиалическая оболочка сохраняется на всей поверхности Земли, покрыв-

вая симическую. Позже, в 20 годах текущего столетия А. Вегнер и Дж. Джолли предложили иную трактовку геофизических данных. По их мнению, повышенная плотность и, особенно, магнитность коры под океанами указывают, что здесь сиалической оболочки вовсе нет, а непосредственно под водой начинается сима; континенты, с этой точки зрения, — огромные глыбы сиаль, плавающие на симической постели. Не так давно один из крупнейших геофизиков, А. Гуттенберг, выдвинул третью своеобразную концепцию относительно океанического дна. Изучая распространение волн землетрясений, он приходит к заключению, что дно океанических впадин у разных океанов неодинаково. «В Евразии, Америке, Атлантике и Арктике континентальные глыбы имеют различную толщину (соответственно 55—60 км, около 50 км и для двух последних 20—30 км) и лежат поверх вещества иного состава, обладающего значительно большей твердостью и несжимаемостью. В Тихом океане это иное вещество начинается почти с самого дна, покрытого, вероятно, осадками, а местами, может быть, оно даже прямо выступает на дне» [11]. Кроме того, «переход от Атлантики к прилегающим континентам происходит непрерывно, тогда как края Тихого океана имеют вертикальные слои раздела... Само собой складывается убеждение, что верхний слой, о котором мы до сих пор говорили, есть не что иное, как сиаль, а нижний — сима. Последняя на больших пространствах выступает наружу только... на дне Тихого океана, в местах, свободных от осадочных отложений, скопившихся на протяжении всех геологических эпох. В Атлантике же дно океана состоит из сиалического слоя толщиной в 20—30 км, который у краев, вероятно, постепенно переходит в континентальные глыбы толщиной примерно в 50—60 км».

Геологические данные о строении дна океанов заключаются в тех указаниях, какие дает геологическое строение побережий и островов. Три обстоятельства особенно обращают на себя внимание. Первое заключается в том, что ни на одном континенте геологические структуры не заканчиваются у современных берегов их, но имеют ясные следы продолжения на океанском дне. Так, например, альпийская складчатость в Европе и Северной Африке сохраняется в полной мере вплоть до самого берега Атлантического океана, который, в сущности, как бы срезает складки. Естественно возникает мысль, что на дне Атлантического океана должна лежать погребенная складчатая альпийская область и что, следовательно, в прошлом на территории по крайней мере этого океана имелись складчатые зоны. Точно так же герцинские и каледонские цепи Западной Европы (Бретань, Нормандия, Шотландия) по мере приближения к берегам Атлантического океана, не затухают, но просто срезаются этими берегами. Аналогичны соотношения Бразильской и Африканской платформ и всех других участков континентов, выходящих к любому океану. Можно сказать вообще, что у берегов океанов структуры, имеющиеся на континентах, срезаются береговыми откосами и, следовательно, продолжают на большее или меньшее расстояние на океаническом дне. Этого мало. Наблюдения показывают, что геологическое строение континентов по обе стороны некоторых океанов часто обнаруживает признаки большого сходства. Так, например, Аппалачи Северной Америки по истории и структуре имеют много сходного с герцинидами Западной Европы (Бретань, Нормандия и т. д.), причем и по простиранию одни составляют как бы продолжение других. Осадочный послепалеозойский покров низовьев Амазонки — так называемой Амазонской мульды — имеет очень много общего и по составу, и по фациям, и по

фауне с послепалеозойским покровом Африканской платформы. Наконец, Капская цепь южной Африки очень сходна с герцидскими дугами Южной Америки. Вообще в истории этих двух континентов весьма много общих черт, что нам придется неоднократно констатировать в дальнейшем. Совпадения в структурах, находящихся по обе стороны океана естественно, наводят на мысль, что между разделенными сейчас континентальными массивами в прошлом имелись какие-то связи и что дно современных океанов, возможно, погребает эти связующие их звенья.

Наконец, третье и, пожалуй, самое важное обстоятельство состоит в том, что среди островов в океанах, наряду с чисто вулканическими, имеется ряд таких, в составе которых принимают участие те же породы и сложены они в структуры того же характера, что и на континенте. Это так называемые континентальные острова. В Атлантическом океане, например, такими островами являются: Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Ян-Майен, Канарские острова, острова Зеленого мыса, Фалькландские острова, Южноанtilьские и Южногеоргские. На Индийском — острова Малайского архипелага, Целебес, Мадагаскар и др. Крайне интересно при этом, что многие из этих островов и по местоположению своему, и по составу, и по характеру структуры напоминают ближайшие к ним участки континента. Так, Канарские острова лежат прямо на продолжении гор Атласа, Анtilьские непосредственно продолжают Венецуэльские Анды, Фалькландские являются продолжением герцидид Южной Америки. Эти случаи не только подтверждают общую идею о продолжении тектонических структур континентов на океаническом дне, но дают как бы совершенно конкретные следы их существования на этом дне.

Изучая распределение следов былых континентальных структур на океаническом дне, мы обнаруживаем, что они в большом числе находятся на поверхности Атлантического и Индийского океанов, а также Полярного моря, но совершенно отсутствуют на площади Тихого океана. Если провести линию от Камчатки до Новой Зеландии через Курильские, Японские, Филиппинские острова к Новой Гвинее и отсюда к Новой Зеландии, то к западу от этой линии окажется множество типично континентальных островов, к востоку же — ни одного достоверными признаками сиалических пород и структур. В центре Тихого океана острова либо вулканические (притом исключительно базальтовой — симической — магмы), либо коралловые (современное осадконакопление). Иными словами, и по геологическим данным Тихий океан выделяется среди других, обособляясь в своеобразную структурную единицу литосферы вообще.

Итак, на основании всей совокупности фактов мы вправе в настоящий момент считать, что область Атлантического и Индийского океанов составляет вместе с континентами единое структурное целое — единую сиалическую оболочку в разных местах разной толщины, тогда как площадь Тихого океана образует огромную обособленную вещественно и структурно единицу; это область, практически лишенная сиаль и образованная симической оболочкой.

Из такого представления логически вытекает, что четыре основные структурные единицы (платформы, каледониды, герцидиды, альпиды), слагающие современные континенты, должны существовать и на океанической части сиаль — на площади Атлантического и Индийского океанов, тогда как к площади Тихого океана это структурное расчленение, повидимому, не применимо. Вполне вероятно, что симическая پوستель здесь так же сложно построена, и что у нее есть свои крупные

структурные элементы, гомологичные платформам и складчатым зонам сиаля, но они несколько иные, отличаются от сиалических, континентальных, почему и не следует объединять их с последними.

Прослеживание на площади Атлантики и Индийского океана платформенных и складчатых (каледонских, герцинских, альпийских) структур достаточно затруднительно и разными авторами проводится по-разному. В многочисленных схемах все же можно уловить некоторые общие идеи, переходящие из одной концепции в другую. Одной такой идеей является старая мысль Э. Зюсса о Гондванской глыбе — огромном платформенного типа участке, который располагается на месте южной части Атлантического и всего Индийского океана и объединяет современные континенты — Южноамериканский, Африканский, Австралийский и Индостан. Платформы перечисленных континентов — не что иное, как остатки, обломки гондванской платформенной массы, сохранившиеся после того, как в конце мезозоя ее центральные части были опущены и заняты морем. Другой постоянно повторяющейся идеей является представление о существовании в каком-то виде платформенной массы на севере Атлантического океана, причем остатками ее являются остров Исландия и северная часть Шотландии, где на докембрийском фундаменте давно известен почти ненарушенный нижний палеозой. Экваториальная часть Атлантики — против Аппалачей и европейских герцинид, напротив, во всех схемах рисуется как область погруженных герцинских и альпийских складчатых структур.

Не входя в подробный разбор и обоснование различных вариантов тектоники Атлантического и Индийского океанов, укажем, что для северной Атлантики мы принимаем схему, предложенную недавно А. Д. Архангельским (см. приложение 1), а для южного полушария — схему Гондванской глыбы, как ее обычно изображают, объединяя Южную Америку, Африку и Австралию. К сиалической же массе присоединяются Антарктика, северная околополярная площадь и область архипелагов морей, обрамляющих Азию с востока и юго-востока.

Итак, в строении современной литосферы различаются два существенно различных региона: тихоокеанская площадь, где непосредственно под водой и осадками океана располагается симическая масса, и площадь современных континентов вместе с Атлантическим и Индийским океанами, где имеются сиалические массы. Оба региона построены сложно, причем в настоящее время мы знаем с большей или меньшей достоверностью лишь структуру сиаля, в пределах которой дифференцируются платформенные ядра, каледониды, герциниды и альпиды. На современных континентах эти основные структурные единицы сиаля высоко приподняты над уровнем моря, в области Атлантического и Индийского океанов — глубоко погружены под воду.

3. Сущность тектонической эволюции сиалической оболочки земной коры

Всякая тектоническая структура есть итог и морфологическое выражение тектонической эволюции данного участка земной коры. Зная основные черты структуры современной сиалической оболочки, можно анализом вскрыть главнейшие черты ее тектонической истории, ее содержание и направленность.

При рассмотрении тектоники современных континентов бросается в глаза, что любой участок их в прошлом в какой-то период времени претерпел интенсивные складчатые дислокации, после чего складкообразование в сколько-нибудь резкой форме на нем прекратилось. На тер-

ритории платформ складкообразование проявлялось лишь в докембрии, после которого или даже в конце которого стали образовываться лишь пологие эпейрогенные структуры — прогибы и выступы. Позже аналогичное преобразование претерпели каледониды; с конца силура они теряют способность образовывать резкие складчатые структуры; их верхний структурный этаж смят очень слабо и лишь по границам с соседней герцинской складчатой полосой. Еще позже, в конце палеозоя, та же судьба постигает герциниды. Последней формируется, как складчатое сооружение, альпийская складчатая зона.

Области земной коры, физическое состояние которых допускает течение интенсивных складкообразовательных процессов, принято называть геосинклинальными зонами. Употребляя этот термин, можно сказать, что в глубоком геологическом прошлом вся масса сиалической оболочки представляла собой единую огромную геосинклинальную площадь, отдельные части которой впоследствии превратились в платформы и обрамляющие их и как бы связывающие их друг с другом зоны каледонид, герцинид, альпид.

Способность пород или их комплексов давать под влиянием бокового сдавливания интенсивные складчатые деформации можно условно назвать пластичностью пород; отсутствие этого свойства и склонность образовывать в аналогичных условиях лишь расколы или едва заметные изгибы можно, также условно, обозначить как жесткость пород. Применяя эту условную терминологию, можно (в целях краткости описания) называть геосинклинальные площади — пластическими областями земной коры, платформы же и складчатые участки — жесткими зонами ее. Тогда все содержание тектонической эволюции современных материков может быть выражено, как последовательный переход сиаль от пластического состояния к состоянию жесткому или как разрастание жестких площадей сиаль за счет пластических. При этом фактором, обусловившим переход, является складкообразование, со всем сопровождающим его комплексом процессов. В самом деле, до складкообразования толща осадочных пород, накопившаяся в любом месте, отличается рыхлостью, обычно малой уплотненностью, что и обуславливает податливость ее боковым давлениям. В процессе складкообразования происходит резкое общее уплотнение всех пород, меняется их минералогический состав, происходит перекристаллизация: одновременно внедряются огромные массы магматических пород, которые, застывая, образуют как бы жесткий несгибаемый каркас всей складчатой структуры. Все эти изменения таковы, что смятая в интенсивные складки территория становится гораздо более устойчивой по отношению к боковому сдавливанию.

Возможно, что наряду с этими известными нам результатами складкообразования, на глубинах складчатой зоны кроются еще и иные, нам неизвестные, изменения вещества сиаль, также протекающие параллельно со складкообразованием, связанные с ним и действующие в том же направлении, как метаморфизм и интрузии. Таким образом, реализация основного свойства геосинклинальных зон — способности к складкообразовательным орогенным процессам — ведет к потере этого свойства и к превращению этих зон в жесткие области — платформы, каледониды, герциниды, альпиды.

К сожалению, начало этого процесса, первое формирование платформенных участков, равно как и первые моменты истории Земли вообще, ускользают от точного анализа. Мы начинаем прослеживать достоверную историю платформ и геосинклиналей по существу лишь с

палеозоя, когда платформы достигли уже крупных размеров, а геосинклинали имели вид относительно суженных остаточных зон. В целях удобства описания, для постальгонкского времени площадь геосинклиналей подразделяется обычно на некоторое количество условно разграниченных участков, обозначенных собственными именами. Так, область Аппалачских гор к востоку от Канадской платформы называется Аппалачской геосинклиналью; полосу, охватывающую Шотландию, часть Англии и Скандинавские горы, именуют Грампианской геосинклиналью; полосу между Русской и Сибирской платформами — Урало-Сибирской геосинклинальной зоной; огромную площадь между Русской, Африканской, Индийской и Австралийской платформами — Средиземноморской геосинклинальной зоной или геосинклиналью Тетис (термин Э. Зюсса); геосинклинальные участки вдоль окраины Азии — Западнотихоокеанской зоной; Кордильера-Андийскую полосу — Восточнотихоокеанской зоной. Участок, охватывающий пространство между Сибирской и Китайской платформами и северо-восток Азии иногда выделяют под названием Монголд-Охотской геосинклинали.

Исчезли ли в процессе тектонической эволюции древние геосинклинальные площади или же в современной сиалической оболочке Земли еще сохранились их остатки? Вопрос этот не получил пока совершенно четкого решения.

Л. Кобер в Австрии (1920 г.) и А. А. Борисяк в СССР (1925 г.) высказались весьма решительно, что с последней складчатостью альпид геосинклинальные области ликвидировались и с исчезновением их сиаль вступила в новую (более высокую) стадию развития, которая будет характеризоваться процессами, отличными от тех, которые наблюдались в прошлом. Подавляющее же большинство исследователей, в том числе и автор книги, держится противоположного взгляда и полагает, что геосинклинальные площади в составе материков еще уцелели, хотя и резко сузились. Наиболее близкими по характеру к ископаемым геосинклиналям, судя по ряду признаков, являются площади альпид, захваченные глубокими прогибаниями и морями, т. е. территория Средиземного и Черного морей, с одной стороны, область Малайского архипелага и островных морей Охотского, Японского, Китайского, с другой, а также Антильских островов. Если эти предположения верны, область альпид, как она была очерчена выше, представляет собой гетерогенное образование: в нее входит, с одной стороны, собственно альпийская складчатая зона, с другой — территория еще живущей геосинклинали, причем точно дифференцировать эти два структурных члена альпийской зоны пока не представляется возможным.

4. Об естественных этапах в тектонической эволюции сиалической оболочки земли

Итак, сущность тектонической эволюции сиаль состоит в потере ею способности к складкообразованию и в приобретении свойств жесткой малоподвижной платформенного типа площади.

При таком понимании сути историко-геологического процесса нельзя не обратить внимания на следующую характерную его особенность. Превращение постальгонкских геосинклинальных зон в платформенные шло не сразу на всей площади их, а последовательными волнами, захватывая в определенные отрезки времени ограниченные участки и переходя затем на другие. Так, в кембро-силурийское время потеряла свои геосинклинальные свойства площадь Грампианских

и Сибирских каледонид и других аналогичных участков. В верхнепалеозойское время перестали быть геосинклиналями Западноевропейские и Западносибирские герциниды, Аппалачская зона и т. д.; в мезо-кайнозойское время — площадь альпид (частично, поскольку внутри нее еще уцелели геосинклинальные участки).

Таким образом, вся история современных континентов от кембрия донные распадается на ряд отрезков времени, каждый из которых ознаменовался ликвидацией того или иного ограниченного по площади участка первичной геосинклинальной территории. Эти отрезки времени мы будем называть естественными этапами тектонической эволюции сиалической оболочки или просто тектоническими этапами. В постальгонское время выделяются, таким образом, три тектонических этапа: каледонский, охватывающий кембрий и силур и давший зону каледонид; герцинский, обнимающий девон, карбон, пермь и сформировавший площадь герцинид; альпийский, включающий весь мезозой и кайнозой и имевший результатом возникновение альпид.

Мы еще очень плохо знаем историю тектонических процессов альгонского и, особенно, архейского времени. Но по общим соображениям (отчасти подтвержденным прямыми фактами, см. главу VII) едва ли можно допустить, что в те удаленные от нас седые времена геологической истории дело обстояло иначе. Вероятнее всего, и в докембрий отмирание геосинклиналей шло волнами, последовательным наращиванием одного ограниченного по размерам складчатого участка другим. То, что мы называем сейчас платформами, есть лишь суммарный итог этого процесса последовательной консолидации геосинклинальных зон, и только крайняя скудость фактического материала не позволяет нам пока разглядеть этот процесс с теми подробностями, как это возможно для постальгонской истории. Иными словами, тектонические типы, аналогичные каледонскому, герцинскому и альпийскому, были свойственны и докембрийской истории континентов.

Сопоставляя стратиграфический объем постальгонских тектонических этапов с обычными подразделениями стратиграфической шкалы, легко обнаружить, что между ними нет закономерных соотношений. Палеозойская эра обнимает два тектонических этапа, мезозойская и кайнозойская, напротив, сливаются в один этап. Каледонский тектонический этап обнимает два периода, герцинский — три, альпийский — пять. Такой разницей в соотношениях тектонических этапов и стратиграфических подразделений понятен, ибо стратиграфические единицы одинакового наименования представляют собой величины, переменные по абсолютной длительности. Если же перейти к абсолютной геохронологии, то дело существенно меняется. Длительность альпийского тектонического этапа оценивается в среднем в 190 000 000 лет, герцинского в 165 000 000 лет, каледонского в 171 000 000 лет. Учитывая недостаточную точность абсолютных определений геологического времени, следует признать, что все три тектонических постальгонских этапа имеют практически одну и ту же продолжительность. Значение тектонических этапов как естественных подразделений истории Земли тем самым, очевидно, только подчеркивается.

Выделение естественных тектонических этапов в истории сиали позволяет уточнить конкретные задачи палеотектонического анализа и свести их к трем проблемам. Первою является выяснение общей картины эпифро- и орогенических движений на платформах и в геосинклиналях для каждого этапа. Эта задача, естественно, перерастает в другую — в сравнительный анализ тектогенеза (т. е. тектонических процес-

сов) разных этапов и выделение как общих черт, закономерностей, присущих всем этапам, так и особых специфических черт для каждого этапа.

Третья проблема заключается в том, чтобы проследить отражение тектогенеза на других сторонах историко-геологического процесса — на климатах, на эволюции органического мира, на эволюции вулканизма и, особенно, на седиментационном процессе. Поскольку очень многие осадочные породы являются полезными ископаемыми, вскрытие закономерностей осадконакопления в прошлом имеет не только крупный теоретический, но и практический интерес.

ДРЕВНЕЙШАЯ (ДОКЕМБРИЙСКАЯ) ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Начальный период истории земной коры носит общее название докембрийского.

До сравнительно недавнего времени не было реальных представлений о том, что такое докембрий в общей истории Земли, какова его примерная абсолютная длительность и каковы его соотношения с этой точки зрения с последующим «историческим» периодом. Но за последнее время, в связи с успехами радиоактивного метода абсолютной геохронологии, такие данные накапливаются, и так как они весьма существенны для нас, мы и начнем именно с них.

1. Абсолютная длительность докембрийского периода и древнейшее достоверно известное состояние земной коры

В абсолютной геохронологии докембрия нас интересуют три даты: дата начала докембрийской эпохи, совпадающая, очевидно, с моментом оформления Земли, как планеты; дата момента, от которого до нас дошли первые докембрийские породы, и дата конца докембрия.

Определение начала докембрийской эпохи возможно, конечно, не прямым, а лишь косвенным путем на основании более или менее вероятных гипотез. Так, астроном Джеффрис, руководствуясь своими космогоническими представлениями, отнес момент образования Земли, как планеты, на 4000×10^6 лет от настоящего времени. Геохимик Панет, считая, что метеориты, падающие на Землю, планетарного происхождения и возникли одновременно с рождением Земли, нашел для их возраста цифру 2900×10^6 лет (гелиевым методом). Ряд других геохимиков и физиков (Гевеши, Старик, Хольмс, Резерфорд), исходя из совершенно других химических соотношений [одни — из среднего содержания U, Th и Pb в земной коре, другие — из соотношения изотопов свинца (AcD/RaG) в обыкновенном свинце], нашли цифры в большинстве случаев от 3 000 до $4\,000 \times 10^6$ лет. Таким образом, со значительной долей вероятности можно принять, что Земля, как планета родилась около 3000— 4000×10^6 лет тому назад.

Возраст древнейших доступных нам пород докембрия определяется уже на основании анализа каменного материала. Из таблицы, приведенной в главе II, видно, что наиболее древние породы находятся в области Фенноскандинавского щита и отстоят от нас на 1600×10^6 лет. Этот материал происходит из пегматитовых жил, прорезающих граниты

и гнейсы на побережье Белого моря. Надо иметь в виду, однако, что изученные пегматитовые жилы, по единодушному мнению геологов, являются наиболее молодыми среди пород так называемой беломорской свиты, относящейся к основанию доступного нам разреза докембрия. Следовательно, реальные древнейшие породы, прорезаемые пегматитовыми жилами, еще древнее, и их возраст может быть порядка 1,8—2,0 млрд. лет.

Что касается конца докембрия и начала палеозоя, то по согласному мнению геохимиков, определявших эту временную границу радиоактивными методами, она отстоит примерно на 500 млн. лет от нашего времени.

Итак, то, что мы называем кратким термином «докембрий», отвечает колоссальному промежутку времени, примерно в 2,5—3,5 млрд. лет, и обнимает 84—88% всего вообще времени существования Земли, как планеты. Иными словами, докембрий — это основная, главная часть жизненного пути Земли. Так называемый же «исторический период» (палеозой, мезозой, кайнозой) охватывает всего 0,5 млрд. лет и представляет лишь заключительные этапы ее истории. С другой стороны, из всего длиннейшего докембрийского периода лишь вторая половина в какой-то мере документирована каменными документами — породами и тектоническими структурами — и может по ним изучаться объективно. От первой же половины (до 1,8—2,0 млрд. лет тому назад) никаких вообще прямых геологических документов не дошло.

При таких условиях исключительный интерес приобретает вопрос о состоянии земной коры, зафиксированном древнейшими, доступными нам, породами ее. Какими литологическими особенностями отличалась она тогда? Насколько похожа (или непохожа) на современную была физико-географическая обстановка на ее поверхности и тектоническая структура самой коры?

Для ответа на эти вопросы необходимо разобрать условия образования древнейших дошедших до нас докембрийских пород, развитых, как мы знаем, на Фенноскандинавском щите. Они выделяются здесь под названием лептитовой или свионийской формации и слагаются в основном лептитами, т. е. тонкозернистыми гнейсами. По вопросу о природе этих древних гнейсов и гранито-гнейсов решение было получено не сразу. Среди исследователей XIX века было широко распространено убеждение, что древнейшие гнейсы и гранито-гнейсы не похожи на аналогичные образования более поздних периодов и представляют собой не нормальные метаморфические породы, но остатки «первичной коры охлаждения», возникшей при постепенном переходе поверхностных частей Земли из жидкого состояния в твердое. В популярных книгах эти взгляды удерживаются иногда и до сих пор. Однако, благодаря тщательным работам главным образом шведских петрографов (Седерхольм и др.), в настоящее время установлено, что такой взгляд неверен и что в действительности древнейшие доступные нам гнейсы Финляндии, Швеции и других мест представляют собой нормальные орто- и парагнейсы, происшедшие путем метаморфизма вулканических и осадочных образований. Эти выводы основываются в первую очередь на находках так называемых реликтовых структур, т. е. таких участков, на которых в силу местного ослабления метаморфизма можно обнаружить строение (сложение) исходных, начальных пород, давших современные сланцы, гнейсы и пр. В частности, например, среди древнейших гнейсов Финляндии и Швеции местами были обнаружены разности с отчетливо сохранившейся конгломератовой структурой, указывающей, что в данном случае гнейс произошел за счет метаморфизации крупнозернистых

кластических пород, т. е. представляет собой парасланец. Подобным же образом в глубокометаморфизованных докембрийских сланцах были вскрыты реликты эффузивных пород как основного, так и кислого ряда.

Эти выводы подтверждаются полевыми наблюдениями над фаціальными изменениями гнейсов. Удалось подметить, что в некоторых случаях гнейсы переходят по простиранию в кварцитовидные или мраморовидные породы, либо в слюдяные сланцы. Так как названные породы произошли вследствие метаморфизма несомненных осадочных отложений (кварциты из песчаников, мраморы из известняков), то естественно, что и гнейсы, в которые они переходят по простиранию, имеют также осадочный генезис. В других случаях найден такой же переход гнейсов в более или менее метаморфизованные вулканические образования (граниты, эффузивные породы и т. д.), что свидетельствует о вулканическом генезисе исходного материала.

Таким образом, к тому моменту, от которого до нас доходят древнейшие доступные нам породы, земная кора по своей природе уже далеко ушла от первичной коры остывания. В составе ее имелись нормальные осадочные и изверженные породы и самые типы их близко напоминали современные.

Эти факты имеют огромное значение для правильного понимания того состояния, в котором мы застаем Землю в древнейший, документально зафиксированный, момент ее истории.

В настоящее время Земля состоит из ряда оболочек, последовательно облекающих одна другую. Это — атмосфера, гидросфера и литосфера или твердая оболочка неопределенной толщины; она покрывает земное ядро, о физическом состоянии которого точных данных нет, но которое отличается свойствами вязкого твердого тела. По минералого-геохимическому составу вся твердая масса Земли расчленяется в свою очередь на ряд «сфер»: сиаль, или гранитную оболочку (мощность 50—60 км), сима, или базальтово-перидститовую оболочку (1200 км), сульфидно-окисную оболочку (1700 км) и металлическое ядро (3 700 км). В сиалической оболочке, которая ныне не покрывает всей поверхности Земли сплошь, а занимает лишь часть ее, различают два структурных члена. Верхняя ее часть (неопределенной, но большой мощности) сложена слоистыми осадочными формациями и образовавшимися из них метаморфическими сланцами; она получила название стратисферы; нижняя — образована только породами магматическими, ее именуют магмосферой.

Так как древнейшие доступные нам на Земле породы относятся к осадочным формациям, то, следовательно, в те времена стратисфера уже оформлялась, либо даже в какой-то степени оформилась. Но возникновение осадочных свит невозможно без наличия водоема, куда сносится обломочный и растворенный материал, и без работы агентов, осуществляющих самый перенос, т. е. без воды и ветра; таким образом, в древнейшие нам доступные времена должны были существовать уже и атмосфера и гидросфера. Весьма вероятно, что и та и другая были уже заселены «живым веществом» — органическим миром. В пользу этого говорит нередкое наличие рассеянного в гнейсах графитового материала, представляющего собой, повидимому, метаморфизованное органическое вещество материнских осадочных пород, а также тот факт, что в молодых докембрийских породах находятся достоверные остатки фауны, причем принадлежат они уже весьма высокоорганизованным группам, как трилобиты, гастроподы, двустворки и т. д. Зарождение жизни, естественно, произошло много раньше, и вполне вероят-

но, что к моменту формирования древнейших осадков она уже существовала.

Существен вопрос: что же представляла собой чисто структурно, тектонически, земная кора в тот древнейший момент, который мы ловим по самым древним породам, до нас дошедшим? Была ли это сплошь область геосинклиналей или же среди них уже зародились какие-то жесткие ядра?

Все древнейшие архейские породы, выходящие на щитах платформ, интенсивно складчато-дислоцированы. Это доказывает, что в доступном нам докембрии здесь существовали геосинклинальные условия. Невольно хочется распространить этот вывод на всю площадь современных материков и считать, что Земля находилась тогда вообще в геосинклинальной стадии. Но, к сожалению, щиты представляют собой слишком ограниченные участки материков, чтобы экстраполяция от них на всю площадь континентов была бы безупречна. Не исключено, что где-то внутри континентов (например в прогибах платформ) в древнейшем докембрии уже существовали ограниченные по размерам складчатые участки платформенного типа. При неясности положения следует принять, что древнейшее, доступное геологическому анализу, состояние земной коры относится либо к конечным моментам первичной геосинклинальной стадии ее развития, либо к первым моментам дифференциации на жесткие (платформенного типа) и пластические (геосинклинальные) участки, что нам кажется вероятней.

Итак, с какой бы точки зрения ни оценивать состояние земной коры в эпоху около 1,8 млрд. лет тому назад (от которой до нас дошли первые реальные геологические документы), мы констатируем одно и то же. Земля, как целое, в ее внешних зонах к этому времени успела пройти уже достаточно далеко в своем развитии. Разделение на атмосферу, гидросферу и литосферу осуществилось. В составе литосферы были уже не только изверженные, но и осадочные породы (стратисфера). Круг геологических процессов, протекавших на поверхности литосферы, принципиально напоминал современный. Органический мир существовал в примитивных формах. В литосфере, повидимому, уже существовало расчленение на платформы и геосинклинали, хотя, конечно, последние резко преобладали над первыми.

Отсюда сами собой встают два кардинальных вопроса изучения истории докембрия. Во-первых, надлежит проследить процесс постепенного роста стратисферы, как целого, и формирования в ней платформ, с которыми мы познакомились в предыдущей главе. Во-вторых, надлежит выяснить особенности физико-географической обстановки и осадконакопления в эти древние времена сравнительно с последующими эпохами.

Решение первой из этих задач сильно осложняется характером того материала, каким располагает геолог, изучающий докембрий. Все толщи докембрия метаморфизованы и палеонтологически немые, за редчайшими исключениями. Таким образом, палеонтологический метод здесь не применим и точная хронологическая корреляция далеко относящихся друг от друга разрезов пока не осуществима. В стиличе от последующих эр, здесь нет общепризнанных широких стратиграфических схем, но существуют лишь бесчисленные чисто локальные подразделения. С другой стороны, докембрийские складчатые структуры обычно глубоко денудированы, порою настолько, что от них остаются только «корни складок», плавающие среди огромных внедренных в них батолитов гранитных пород. Исследователю приходится здесь в еще

большей мере, чем где-либо, собирать и воссоздавать «по кусочкам» былые структуры и ход их формирования. При таких условиях нам кажется уместным не придергиваться крайне условного подразделения докембрия на архей и протерозой (альгонк) и не описывать отдельно две эти эры докембрия, но проследить на двух-трех примерах самую сущность процессов, вызвавших формирование важнейших и наиболее изученных платформ.

В качестве исходной целесообразно взять Русскую платформу.

2. Докембрийские породы Русской платформы и ее формирование

На Русской платформе естественные выходы докембрия имеются только на выступах или щитах: на Фенноскандинавском, Азово-Подольском (между реками Днепром, Днестром и Азовским морем) и кое-где на Воронежском (так называется выступ фундамента, располагающийся главным образом в Курской и Воронежской областях). Но глубокими буровыми скважинами докембрийские породы встречены и во впадинах: в городах Москве, Туймазах и Сызрани. Отдельные незначительные полосы докембрия развиты на хребте Тиманском.

Лучше других изучен докембрийский разрез Фенноскандинавского щита.

Основную массу докембрия образуют здесь (рис. 40) огромные массы гранитов, более или менее метаморфизованных, превращенных в гнейсы, среди которых «плавают» отдельные пятна интенсивно дислоцированных метаморфических свит иного состава и генезиса. Такое господство интрузий над складчатыми структурами — простое следствие чрезвычайно глубокого эрозионного среза складчатых структур, среза, удалившего не только верхушки структур, но и средние их части, так что уцелели лишь «корни» их, нижние части синклиналей и мульд.

Изучая состав этих «корней», шведские, финляндские и советские геологи выделили четыре комплекса метаморфических пород, сильно дислоцированных, и не менее трех комплексов интрузивных образований, тесно с ними связанных.

Древнейший метаморфический комплекс носит название лептитового и известен в юго-западной Финляндии, средней части Швеции и еще в некоторых местах (рис. 41). Петрографически лептиты представляют собой тонкозернистые гнейсы, обычно светлых тонов, содержащие большое количество полевого шпата. Среди этой полевошпатовой кристаллическо-сланцевой породы сохраняются местами участки менее метаморфизованные, в которых можно узнать кварциты, кристаллические известняки, слюдяные сланцы и граувакки (грубозернистые песчаники), т. е. все породы, осадочное происхождение которых не вызывает ни у кого сомнений. В других случаях лептиты представляют собой метаморфизованные изверженные породы типа риолитов (кислые породы), андезитов (средние) и базальтов.

Повсеместно лептиты чрезвычайно сильно дислоцированы и образуют складки весьма прихотливых очертаний, с бесконечно меняющимися простираниями, осложненные мелкой и мельчайшей складчатостью, переходящей в плейчатость; складки прорезаны интрузиями очень крупных размеров, получившими название катархейских гранито-гнейсов.

Второй комплекс метаморфических пород не имеет общего названия, но известен под двумя местными наименованиями: ботниче-

ской и ладожской формаций. Обе формации лежат на катархейских гранито-гнейсах, причем в основании своем часто содержат их гальку.

Ботническая формация протягивается полосой от области Таммерфорса в Финляндии на север через Ботнический залив в северную Швецию.

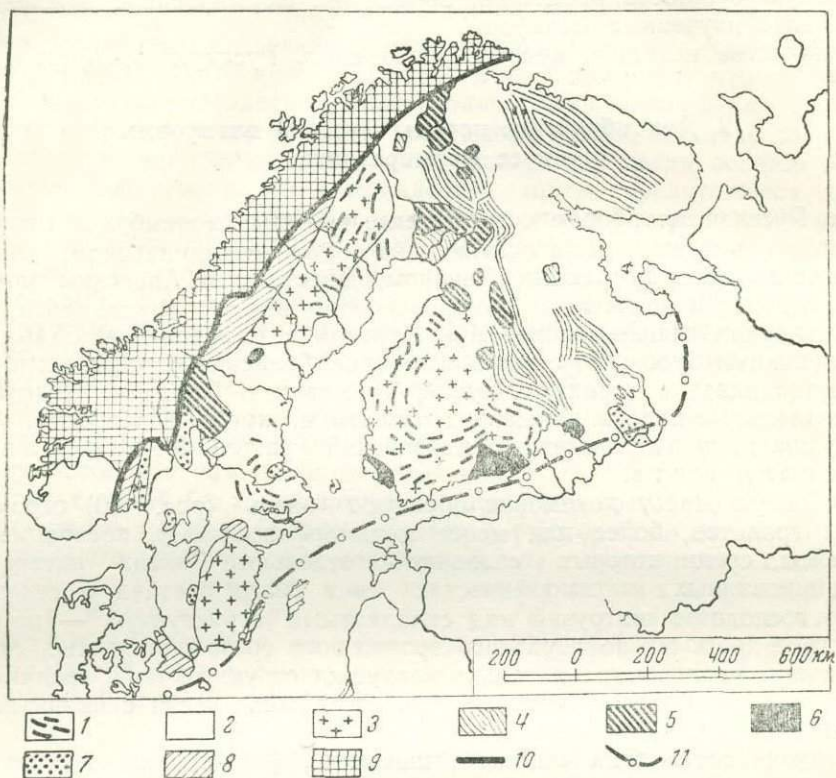


Рис. 40. Докембрийские отложения Фенноскандии (по С. Бубнову)

1—лептитовая, ботническая и ладожская формации; 2—катархейские гранит-гнейсы; 3—послеботнические граниты; 4—калевейская и ятулийская формации; 5—послекалевейские граниты; 6—рапакиви; 7—иотническая формация; 8—осадки кембро-силура; 9—метаморфизованный кембро-силур; 10—граница Гаммаанской геосинклинали; 11—граница выходов докембрия на поверхность

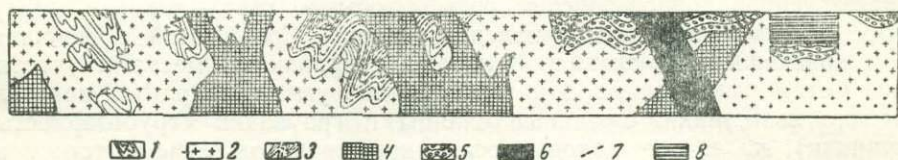


Рис. 41. Схема строения докембрия Фенноскандии

1—лептитовая формация; 2—катархейские гранито-гнейсы (граниты первой группы); 3—ботническая и ладожская формации; 4—послеботнические граниты (второй группы); 5—калевейская и ятулийская формации; 6—послекалевейские граниты (третьей группы); 7—плоскости дизъюнктивных нарушений; 8—иотническая формация

Здесь встречаются прекрасно сохранившиеся конгломераты, часто мощные филлиты с параллельной или отчетливой косою слоистостью, метаморфизованные вулканические породы и туфы разнообразного состава. Правильная слоистость филлитов напоминает порой сезонную слоистость четвертичных ленточных глин (в приледниковых озерах). Местные скопления углистого вещества в виде мешечкообразных линз и

изогнутых лент Седерхольм определил как остатки растения *Corycium enigmaticum*. Метаморфизованные базальты в южной Финляндии образуют обширные покровы; они часто показывают характерные структуры прежних вулканических пород: брекчиевидных лав, туфов, лав с «подушечной» структурой и т. д. Кварцитов в ботнической формации почти нет; известняков очень мало. Мощность ботнической формации свыше 2000 м.

Ладожская формация развита по северному берегу одноименного озера и в средней Финляндии. Она состоит главным образом из слюдяных сланцев и филлитов, кварцитов и доломитизированных известняков с прослоями метаморфизованных диабазов. Мощность — многие тысячи метров.

Подобно лептитам, ладожская и ботническая формации интенсивно складчато-дислоцированы и прорваны интрузиями второй группы гранитов — обычно красных, богатых калиевым полевым шпатом.

Третий метаморфический комплекс также не имеет общего названия и известен под местными наименованиями калевийской и ятулийской формаций; в советской литературе их называют карельской формацией. Породы калевийские тянутся почти сплошной полосой северо-западного простирания от Ладожского озера к северо-западной оконечности Скандинавского полуострова; породы ятулийские — параллельной полосой от оз. Онежского.

Для характеристики петрографического состава третьего метаморфического комплекса приведем разрез ятулийской формации (рис. 42). Она начинается внизу конгломератами, за которыми следует толща кварцитов, иногда с прекрасными волноприбойными знаками и отпечатками дождевых капель; на кварциты налегают доломиты, часто углистые, в которых были находимы сомнительные ископаемые *Carelozoon jatulicum*. Выше следует толща железистых кварцитов, а потом филлитовая свита с включением своеобразных графитизированных углей — шунгитов. Среди доломитов и филлитов встречаются прослой метаморфизованных базальтов и туфов, а наверху — мощная толща диабазов. Мощность ятулийской формации огромна и достигает 20 тыс. м. Те же особенности характеризуют в общем и калевийскую свиту, почему мы на ней не останавливаемся.

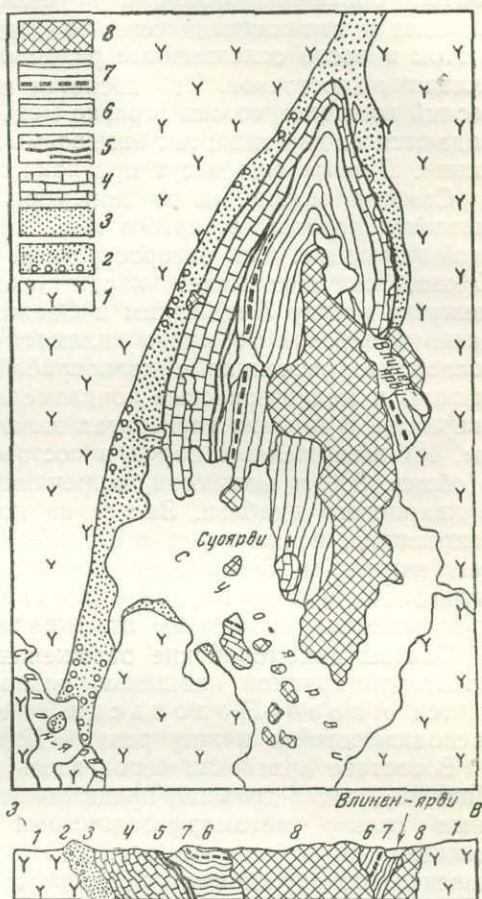


Рис. 42. Строение ятулийских отложений (из Саломона)

1 — гранито-гнейсы; 2 — конгломераты в основании кварцитов; 3 — песчанчковые кварциты; 4 — доломиты; 5 — железистые кварциты; 6 — филлиты; 7 — шунгиты; 8 — метаморфизованные диабазы

Как и предыдущие комплексы, породы ятулийской и калевийской формаций дислоцированы и прорваны интрузиями гранитов. Складчатые системы их часто называют карелидами по главной площади их развития. Отметим одну особенность их тектоники. Это уже не мелкие, часто пloyчатые складки весьма изменчивого простирания, как было в свитах, описанных выше, а крупные, хорошо выдерживающиеся синклинали и антиклинали северо-западного простирания, опрокинутые на восток и часто осложненные разрывом и надвиганием западного крыла складки на восточное. Что касается интрузий, прорывающих метаморфический комплекс, то они гораздо меньше предшествовавших и резко распадаются на два типа: так называемые послекалевийские граниты и рапакиви¹. Первые еще несут признаки метаморфизма, вторые лишены их.

Самыми молодыми из докембрийских образований Фенноскандии являются породы четвертого комплекса, известные под именем иотнийской формации. Они распространены очень незначительно и в пределах Союза, как показывает карта (см. рис. 40), имеются только в промежутке между Ладожским и Онежским озерами. Характерными породами иотнийской формации являются красноватые кварцевые, часто кослоистые песчаники с волноприбойными знаками (шокшинские песчаники) и мелкозернистые конгломераты. Нередко встречаются и белые кварциты. В нижних горизонтах залегают красно-бурые глинистые сланцы. Из изверженных пород в составе иотнийской толщи, достигающей в общем 300 м мощности, встречаются покровы и залежи оливинового и кварцевого диабазы. Залегание иотнийских слоев своеобразное: они сохранились исключительно в грабенах среди более древних пород, причем внутри грабенов располагаются очень спокойно, почти горизонтально. Иотнийские породы очень слабо метаморфизованы и уже близки к нормальным осадочным отложениям.

Таковы докембрийские отложения Фенноскандии.

Второй крупной площадью развития докембрия на платформе является Азово-Подольский кристаллический массив, располагающийся между реками Днепром и Днестром.

В составе архейских пород здесь различают три крупных комплекса. Нижний (самый древний) представлен главным образом гнейсами и другими сильно метаморфизованными породами: гранатово-слюдяными сланцами, амфиболитами и т. д. Эти породы слагают наибольшую часть массива, обнаруживают чрезвычайно сложные складчатые дислокации (плойчатость) и прорваны многочисленными интрузиями гранито-гнейсов. В составе гнейсово-сланцевого комплекса теперь различают (В. И. Лучицкий) ряд формаций, или свит, однако взаимоотношения между свитами и действительная самостоятельность их до сих пор не выяснены, почему в нашем обзоре мы будем рассматривать весь комплекс как одно целое.

На гнейсово-гранитном комплексе располагается второй, известный под именем криворожской (саксаганской) свиты, по местонахождению вблизи Кривого Рога (бассейн рр. Ингульца и Саксагани). В основании свиты располагаются грубые аркозовые песчаники, представляющие собой не что иное, как щебенку и гравий подстилающих гранитов. Выше лежат разнообразные сланцы — хлоритовые, тальковые, филлитовые, а затем — свита железистых кварцитов. Последние являются характернейшей и широко распространенной породой докембрия и состоят из перемежающихся тонких (в доли сантиметра) прослоечков кварцита и гематита. Среди этой тонкополосчатой и в общем относительно небогатой

¹ Рапакиви — мясо-красные крупнозернистые граниты, в которых яйцевидные кристаллы ортоклаза окружены каймой из кристаллов олигоклаза.

железом (20—30%) породы располагаются отдельные неправильной формы залежи или гнезда руды (гематита), содержащие до 60—70% железа и являющиеся сейчас единственным объектом эксплуатации в Криворожском железорудном месторождении. Перекрываются железистые кварциты мощной толщей углистых филлитов.

Подобно гнейсам, породы криворожской свиты дислоцированы, но уже значительно слабее. Они образуют ряд наклонных к востоку синклинальных и антиклинальных складок, осложненных сбросами и надвигами, направленными с запада на восток.

Самым верхним членом докембрия разбираемого массива является так называемая овручская свита, сохранившаяся на крайнем севере, в окрестностях г. Овруч. Она представлена глинистыми сланцами внизу, светлыми кварцитами наверху; на подстилающие породы налегает с резким угловым несогласием, но сама фактически лежит горизонтально.

На Воронежском массиве бурения, проведенные в 20-х годах текущего столетия, установили наличие: внизу — гранито-гнейсового комплекса, чрезвычайно сходного с гранито-гнейсами Азово-Подольского массива, а выше — толщи железистых кварцитов, перекрытой сланцами и известняками, причем эта железорудная толща до дегалей воспроизводит саксаганскую.

Что касается докембрия в скважинах под Москвой, в Туймазах и Сызрани, то здесь были встречены исключительно магматические породы: гранитоиды под Москвой и у Туймазов, метаморфизованные основные породы в Сызрани.

При обсуждении изложенного материала необходимо в первую очередь выяснить, как хронологически увязываются между собой докембрийские разрезы Русской платформы.

Два из них — Воронежский и Азово-Подольский — сопоставляются легко и убедительно. Сходство свит настолько велико, что хронологическая эквивалентность железорудных комплексов, с одной стороны, и подстилающих гранито-гнейсовых, с другой, ни у кого сомнений не вызывает. Труднее сопоставить эти разрезы с фенноскандинавским. Существуют многочисленные опыты таких сопоставлений. При значительном расхождении в деталях, основные контуры параллелизации у большинства схем общие. Считается, что свионийская (лептитовая), ботническая и ладожская формации с прорезающими их гранитами эквивалентны гранито-гнейсовому комплексу Украинского массива; ятулийская и калевийская отвечают криворожской свите; иотнийская — овручской. Положение в этой системе массивных пород Московской и Туймазинской скважин не вполне ясно. Вероятно, они отвечают древнейшему гранито-гнейсовому комплексу на территориях выступов.

Эти сопоставления можно дать в виде следующей схемы:

Эры	Фенноскандия	Азово-Подольский массив	Воронежский массив	Скважина в Москве	Скважина в Туймазах
	Иотнийская свита	Овручская свита	—	—	—
Протерозой	Ятулийская и калевийская формации	Саксаганская формация	Железистые кварциты	—	—
Архей	Ботническая и ладожская формации. Лептитовая формация	Гранито-гнейсовый комплекс	Гранито-гнейсовый комплекс	Гранитные породы	

Из изложенного видно, что с наибольшими деталями разъясняется в настоящее время разрез докембрия Фенноскандии. Естественно, что анализ именно этого разреза должен быть положен в основу реконструкции докембрийской истории Русской платформы.

Обратим внимание, что каждая из четырех формаций Фенноскандии в момент своего формирования представляла собой осадочную толщу, переслоенную пластами эффузивных пород. Как все такого рода толщи, в процессе своего образования они располагались, конечно, горизонтально, и если мы видим их теперь сложно складчато-дислоцированными, то это происходит потому, что в какой-то момент после своего отложения названные свиты перетерпели орогенические движения. Характерно, что формы дислокаций (интенсивность складок и их простирание) у каждой формации имеют свои особенности. Это значит, что свиты дислоцировались не сразу, не в один прием, а последовательно в несколько фаз. При учете этой особенности ход докембрийской истории Фенноскандии может быть изображен таким образом. Начинается эта история длительной эпохой спокойного накопления материнских пород лептитовой свиты, которые представляют собой переслои осадочных и эффузивных образований. Затем следуют дислокации только что отложенных осадков; возникают складки лептитовой формации, а сами лептиты именно в это время испытывают метаморфизм. Одновременно с дислокацией внедряются катархейские граниты, которые прорывают лептитовые породы. После уничтожения эрозией верхней части возникших складок на размытой поверхности лептитовых пород и катархейских гранито-гнейсов длительно накапливается второй комплекс — ботническо-ладожский, также представленный эффузивно-осадочной толщей. Наступает второй период складчатости, и опять только что возникшие породы (вместе, конечно, с более ранними лептигами) переживают дислокации. Возникают второй раз складчатые сооружения, которые на глубине пропитываются интрузиями, а на поверхности образуют горные цепи, аналогичные современным складчатым цепям. Следующий, третий, этап начинается опять-таки периодом спокойного развития, когда складки разрушаются и за счет их накапливается калевийско-ятулийский комплекс; заканчивается же он новым, третьим, периодом складкообразовательных движений и интрузий (послекалевийская складчатость). На последние моменты докембрийской истории приходится отложение иотнийских песчаников, после чего складчатых движений в самом конце докембрия уже не происходит.

Таким образом, доступная нам архейская история Фенноскандии состоит из четырех отчетливо различимых этапов, следовавших друг за другом и построенных достаточно сходно. Каждый этап состоит из длительного периода спокойного развития, когда накапливаются более или менее значительные толщи осадочных пород, и периода складчатых деформаций только что отложенных осадков и внедрения в них интрузий. Только последний, четвертый, этап остался как бы незаконченным — складчатые движения в конце его отсутствовали.

С известными вариациями в деталях для разных участков этот ход событий следует распространить, по видимому, и на всю территорию Русской платформы. В докембрии она пережила ряд складкообразовательных периодов, во время которых сминались осадочно-эффузивные свиты, до того отложенные. Эти повторные складчатости и были тем механизмом, который обусловил превращение бывшей геосинклинальной территории в жесткую платформенную структуру.

Любопытен вопрос: когда же именно произошло окончательное оформление Русской платформы в ее теперешнем виде и возникла ли она сразу или «по частям»?

Напомним, что и на севере, в Фенноскандии, и на юге, на Украине, верхняя докембрийская свита лежит практически горизонтально и не затрагивается складчатыми деформациями. Это доказывает, что оформление Русской платформы в целом произошло ранее конца докембрия и что в самые последние эпохи протерозоя Русская платформа уже фигурировала как жесткое ядро Европы. Вполне вероятно, что образование жесткой площади таких размеров произошло не вдруг, а путем зарождения аналогичных участков небольших размеров и последующего их слияния в единое целое. Н. С. Шагский попробовал недавно конкретизировать эту схему, причем указал, что исходными жесткими участками были: а) западная часть Фенноскандии к западу от карелид; б) большая часть Азово-Подольского щита к западу от саксаганской свиты; в) участок Заволжья, отвечающий Уфимскому плато и прилегающим к нему с запада районам. Эти исходные глыбы сформировались в результате еще архейских складчатостей, в протерозое же они были спаяны в единое целое складчатостью саксаганской толщи и карелидами. Само собой разумеется, что считать доказанной эту схему нельзя, но как опыт конкретизации хода тектонической эволюции Русской платформы в докембрии она интересна.

Что касается размеров Русской платформы в конце докембрия, то они, по видимому, не совпадали полностью с современными, но были несколько больше их. В частности, на юге в состав платформы входила полоса, ныне занятая Донецким бассейном и его продолжением до Мангышлака; впоследствии, как увидим в девоне, эта зона превратилась во вторичную геосинклиналь, из которой затем развилась складчатая зона.

3. Докембрийская история Североамериканской платформы

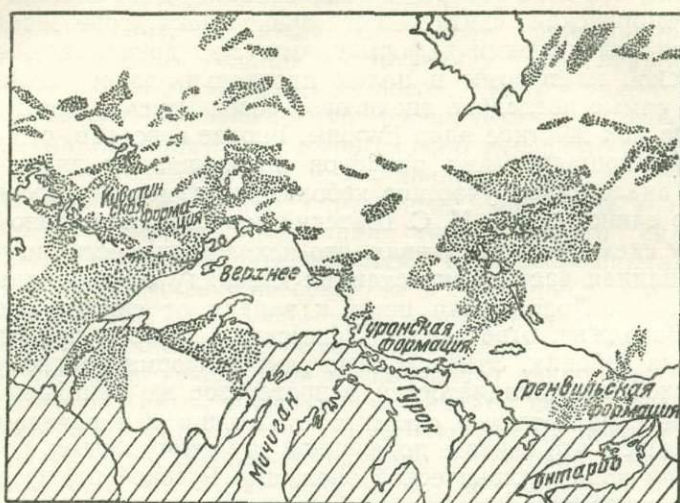
Докембрийские отложения в Северной Америке пользуются еще большим распространением, чем в Европе. Сплошная полоса их тянется на северо-восточной части материка на север от Великих озер, образуя Канадский щит. Многочисленные меньшие выходы разбросаны в центральных частях Скалистых гор от крайнего их севера до крайнего юга, в Аппалачских горах и на юге Североамериканской равнины между Скалистыми горами и Аппалачами.

Древнейшие (архейские) осадки лучше всего изучены в окрестностях Великих озер и именно в трех пунктах: в штате Миннесота (к юго-западу от оз. Верхнего), в штате Онтарио и в северной части Аппалачской области (рис. 43).

В штате Миннесота архей начинается свитой Каучичинг (*Coutchiching*), состоящей из графитовых слюдяных сланцев, переслоенных доломитами, общей мощностью 1500 м. До метаморфизации это были, вероятно, битуминозные сланцы, аналогичные битуминозным толщам палеозоя и мезозоя; в процессе метаморфизма глины превратились в слюдяные сланцы, а их органическое вещество в графит. Над свитой Каучичинг располагается мощная (4000—8000 м) свита Киватин (*Keewatin*), образованная главным образом метаморфизованными базальтами и туфами. Верхние 500 м этой свиты состоят из переслаивающихся полосчатых яшм и железистых кварцитов, как в Кривом Роге, где они являются иногда настоящими железными рудами.

В штате Онтарио (Канада) и на севере Аппалачей состав древнейших архейских пород значительно отличен, почему их выделили в осо-

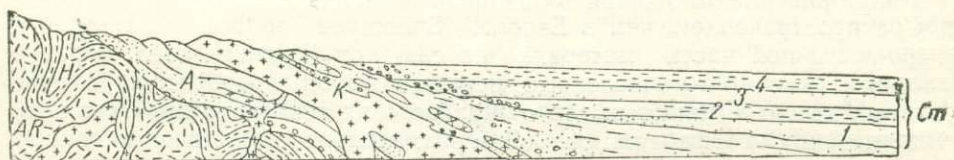
бую формацию Гренвиль. В основании ее располагаются эффузивные (основные) породы. За ними следует колоссальная по мощности (до 30 000 м) толща, образованная переслаивающимися мраморами, квар-



a



b



c

Рис. 43. Строение докембрия области Великих озер в США

a—площади развития докембрия. Осадочные и эффузивные формации—мелкие точки (серое), гранитные интрузии—незаштрихованные пространства, перекрывающие палеозойские отложения—редкая косая штриховка

b—строение архея

1—свита Каучичинг, 2—свита кивантинская, 3—гренвильская свита, 5—свита Седбери, g¹—лаврентьевские граниты, g²—альгомийские граниты

c—строение протерозоя

AR—архейские осадки, H—гуронские, A—анимикские, K—кьюиноуские, Ст (1, 2, 3, 4)—кембрийские

цитами, графитами, роговообманковыми сланцами и гнейсами; последние получились в результате метаморфизма частью изверженных, частью осадочных пород на контакте с гранитами, прорывающими гренвильскую серию. С известняками этой серии связано любопытное образование, найденное Д. Даусоном и описанное под названием *Eozoön canadense*. Это тонкослоистая масса округлых или неправильных очертаний, образованная карбонатными и серпентиновыми прослоечками;

серпентином же сложены нитевидные каналобразные ходы в кальцитовых слоях. *Eozoon canadense* вначале был истолкован как образование, возникшее в связи с жизнедеятельностью *Protozoa*; затем его рассматривали как секрецию известывыделяющих водорослей; многие же палеонтологи отказались вообще признавать за ним органическое происхождение.

Описанные свиты резко дислоцированы и прорезаны интрузиями гранитов, получивших название лаврентьевских.

Несогласно на них и на гранитах располагается формация Сёдбери (*Sudbury*), также относимая еще к архейскому комплексу. В основании ее залегают около 200 м аркозов и грубозернистых конгломератовых песчаников — граувакк, происшедших от размыва более древних архейских толщ. Выше следует огромная (до 6 000 м) свита косослоистых кварцитов, переслоенных редкими глинистыми сланцами, но совершенно без известняков. По Грабау — это, возможно, накопление дельтового типа.

Свита Сёдбери также дислоцирована и прорвана альгомийскими гранитами.

Вышележащие породы принадлежат к верхнему докембрию или протерозою (альгонку). В его состав входят три несогласно лежащие формации: гуронская (*Huronian*), анимикская (*Animiky*) и кьюиноуская (*Keewenawan*).

Гуронская формация залегает на резко размытой (пенепленизированной) поверхности архейских свит. Состав ее во многих отношениях замечателен. Базальным членом является так называемый тиллит — уплотненная, окаменелая валунная глина, валуны которой несут следы характерной ледниковой обработки: полированные поверхности, исчерченные штрихами. Общий облик валунной глины вполне отвечает ледниковой морене, каковое происхождение и приписывается тиллиту. Таким образом, в самом начале гуронской эпохи площадь Великих озер Северной Америки подверглась оледенению. Истинные размеры этого оледенения, центры его и направление движения льда остаются пока не установленными, хотя известно, что следы ледниковой эпохи протягиваются здесь с запада на восток почти на 1850 км и на 370 км к северу от современной широты 42°. Интересно, также, что нижнегуронский тиллит, мощностью от 160 до 180 м, состоит из нескольких тиллитовых горизонтов, разделенных глинистыми сланцами и кварцитами, отложенными текучей водой. Это указывает, возможно, на то, что нижнегуронское оледенение, подобно всем последующим, не было одноактным событием, но слагалось из нескольких ледниковых эпох, разделенных эпохами отсутствия ледников или же их резкого сокращения в размерах.

Над мореной основания гурона располагаются обычно кварциты, затем почти повсеместно доломиты и кристаллические известняки, содержащие нередко целые пачки водорослевых известняков (шары с концентрической слоистостью), и над последними — в одних местах вновь мощные кварциты (оз. Гурон), в других — глинистые сланцы. Обычно все эти породы образуют единый тектонический комплекс. Но в одном районе (хребет Маркетт) внутри описанного комплекса отмечается слабое несогласие верхней кварцитово-железистой толщи с нижележащими породами.

С генетической точки зрения все перечисленные надтиллитовые породы являются, несомненно, водными и в значительной мере морскими отложениями, как, например, доломиты и известняки, железорудная формация.

Гуронская свита интенсивно складчато-дислоцирована и пронизана интрузиями гранитов, оказавших на нее метаморфизирующее действие, особенно на железорудную толщу, в которой под влиянием интрузий произошло перераспределение железа и образование рудных линз, как в Криворожье

Анимикская формация развита главным образом в хребте Мезаби и его продолжении к северо-востоку и юго-западу. В основании формации располагаются кварциты Покгэм, за которыми следует мощная железорудная бивабикская формация (350 м), перекрываемая еще более мощными глинистыми сланцами с прослоями кварцитов (сланцы Вирджиния). Железорудная толща состоит из часто переслаивающихся тонкослоистых кварцитов и железистых (тюрингитовых) сланцев, как правило, сохранивших оолитовую структуру. В кварцитах найдены очень интересные образования, толкуемые геологами Грунер, Граут и Бродерик как остатки железобактерий и водорослей, что, впрочем, отнюдь не доказано. Глинистые сланцы верхней части обогащены углеродом и содержат от 6 до 10% С.

Залегают анимикская формация в одних случаях (в хребте Мезаби) с очень слабым нарушением в виде широкой мульды, в других же (к востоку и юго-западу от Мезаби штат Миннесота, хребет Пеноки), резко дислоцированно; здесь она прорывается гранитными интрузиями.

Кьюиноуская формация — последний член разреза альгонка Верхних озер — развита наиболее полно на полуострове Кьюиноу (*Keweenaw*) оз. Верхнего. Отсюда она протягивается с одной стороны — в Канаду, с другой — в восточную часть штата Миннесота. Главную массу формации образуют эффузивные породы преимущественно основного состава. В нижних нескольких тысячах метров разреза пласты лавы следуют одни за другими без перерыва; выше вклиниваются пласты конгломератов и красных песчаников, которые постепенно вытесняют вулканические породы; и самый верх формации образован уже только осадочными (песчаными) породами. По характеру поверхности лавовых пластов, иногда несущих следы выветривания, а также по характеру осадочных пород верхней части толщи, полагают, что накопление ее (в отличие от более древних систем) имело место в условиях континентальных. Залегают кьюиноуская формация почти горизонтально, слабо волнисто. Тем не менее, в некоторых местах ее прорывают интрузии и дайки габбро.

Породы частью нижнего, частью верхнего альгонка развиты обрывками в ряде других участков. Так, аналоги анимикской толщи многочисленны в области архея к северу от Великих озер. Железистые кварциты, аналогичные гуронской (или анимикской толще) встречаются в Скалистых горах и центральном Техасе (отложения хр. Лляно-Барнег). Возможные аналоги кьюиноуской толщи встречены в области плато Колорадо и в примыкающих к нему с северо-востока частях Скалистых гор. Они представлены здесь серией почти метаморфизованных и лишь слабо дислоцированных косослоистых песчаников, глинистых сланцев, иногда с трещинами высыхания, и в некоторых случаях известняков и доломитов. Эти осадки интересны тем, что в них были найдены первые примитивные гастроподы *Chuaria*, ракообразные *Beltina*. Залегают описанные породы обычно более или менее сложно дислоцированно и перекрываются кембрием несогласно.

Из приведенных данных видно, что область Североамериканской платформы прошла в докембрии через ту же серию периодов спокойного накопления осадочных и эффузивных толщ и периодов их смятия в складки, что и область платформы Русской. Благодаря лучшей со-

хранности разреза, мы можем видеть здесь даже с большими подробностями, как чрезвычайно интенсивная складчатость более древних времен сменяется в конце докембрия все более слабой и последняя формация (кьюиноуская) приближается по характеру залегания к иотнию Фенноскандии и овручской свите Украины. Платформа и здесь сформировывается, несомненно, ранее конца докембрия. К сожалению, до сих пор никем не было сделано попытки выделить зачаточные малые жесткие ядра и проследить за их объединением в огромное жесткое платформенное тело, хотя сомневаться в реальности этого процесса и здесь не приходится. Нужно добавить, что при всем принципиальном сходстве докембрийской истории Североамериканской и Русской платформ, мы не можем увязать хронологически их стадии развития. Даже такая основная граница, как раздел архея и альгонка, на обеих платформах может быть далеко не синхроничной.

4. О докембрийской истории остальных платформ

На территории прочих платформ докембрийские отложения также выходят крупными участками в областях щитов. Не имея возможности (да и необходимости) разбирать каждую из платформ отдельно, ограничимся кратким суммарным их описанием.

Докембрийские отложения всюду на платформах имеют тот же, примерно, петрографический состав, что и на рассмотренных Североамериканской и Русской платформах. Повсеместно развиты эффузивы, преимущественно в виде основных лав и туфов, часто огромной мощности и по большей части с признаками излияния под водою. Обломочные породы представлены всеми типами от конгломератов до глин, причем метаморфизм превратил песчаные разности в кварциты, глинистые — в филлиты и слюдяные сланцы (смотря по положению в разрезе).

Характернейшим членом докембрийского разреза являются железисто-кварцитовые или джеспилитовые свиты типа, уже описанного на примере Криворожья. Как выяснилось теперь, кварциты эти являются не обломочными породами, обогащенными железом, но чисто хемогенными образованиями: кварцитовые прослоечки — это раскристаллизованный гель SiO_2 , севший из воды так же, как окись железа (Fe_2O_3), иногда с примесью силикатов железа. Такого рода толщи установлены в громадном развитии в ряде формаций в Бразилии, на юге Африки (Трансвааль и другие штаты), в Индии, на Китайской платформе, в Австралии; они чрезвычайно характерны для докембрия и широко распространены в нем. Судя по большим мощностям джеспилитов и их выдержанности на громадных расстояниях (сотни километров — на юге Африки), а также по отсутствию обломочных частиц, джеспилиты являются отложениями крупных морских водоемов, возникшими в относительно удаленной от берега глубоководной области. В этом отличие их от железонакопления последующего «исторического периода», которое, как указывалось в главе III, тяготело к мелководным прибрежным частям шельфа. Такого рода мелководные оолитовые железистые накопления отсутствуют в подавляющей части разреза докембрия и появляются впервые в осадках самых верхов протерозоя южной Африки (в так называемой системе Нама-Трансвааль), где они были изучены не так давно П. Вагнером (1928 г.), выяснившим, что они замещают по простиранию джеспилиты. Одновременно в оолитовых накоплениях железа появляется много песчаных частиц, иногда галька, фиксируются следы перемылов осадка и другие признаки прибрежного образования.

Исследователей давно интересовал вопрос об источниках того колоссального количества железа и особенно SiO_2 , которые сконцентрированы в джеспилитовых формациях докембрия. Одни авторы склонялись к мысли, что эти соединения вынесены из подводных магматических очагов и только отложены осадочным путем, другие же утверждали, что одни процессы поверхностного выветривания способны мобилизовать всю массу Fe и SiO_2 , осевшую в джеспилитах. Спор не закончен и поныне. По частой ассоциации джеспилитов с эффузивными толщами эти породы напоминают эффузивно-осадочный комплекс, охарактеризованный в главе III, так что значительное участие подводного вулканизма в формировании джеспилитов нам представляется неизбежным.

Из других хемогенных морских фаций в докембрии повсеместно встречаются перекристаллизованные известняковые и доломитовые толщи. В известняках, как правило, никаких органических остатков не встречается, и это не столько в силу их вторичной перекристаллизации при метаморфизме, сколько потому, что организмы докембрия еще не выработали способности отлагать в своих тканях CaCO_3 . Только в самых молодых известняковых толщах протерозоя находят единичные, а порою и массовые, известковые выделения колоний сине-зеленых водорослей, имеющие форму волнистых плиток, корок или концентрически слоистых шаров (*Collenia*, *Cryptozoon*, *Newlandia* и др.). Таким образом, известняки докембрия — чисто хемогенные образования, так же как и доломитовые толщи. В высшей степени характерно, что доломиты докембрия не обнаруживают никакой ассоциации с галогенными толщами, а являются настоящими морскими образованиями. С карбонатными фациями нередко ассоциируются пластовые месторождения марганцовых руд, являющихся, как и железные руды, характернейшей особенностью докембрийских времен.

Среди докембрийских пород вообще и протерозойских в особенности за последние 2—3 десятилетия найдено чрезвычайно большое количество образований, несущих признаки ледникового происхождения. Они известны из Южной Австралии, Индии, южной Африки, центральной Африки, Сибири и других мест. В одних случаях это — настоящие гиллиты, в других — глины скорее марино-гляциального происхождения, т. е. осадки морей с плавающими на них льдами.

Таковы породы докембрия платформенных областей. На каждой из платформ (Сибирской, Китайской, Южноамериканской и т. д.) они образуют несколько толщ (2—4), несогласных одна с другой, т. е. дислоцированных каждая по-своему в отношении интенсивности деформации, их простираения и т. д. При этом нижние толщи всегда и дислоцированы сильнее, и метаморфизованы гораздо резче, и интродуцированы в большей степени, чем вышележащие. Наиболее молодые (верхнепротерозойские) свиты лежат уже спокойно, иногда почти не дислоцированы. Все это указывает, что принципиально ход тектонической эволюции всех вообще платформ был тем же, что у Русской и Североамериканской платформ. Интересно, что у некоторых из них сохранились следы их образования из нескольких мелких жестких единиц. Так, Сибирская платформа образовалась из двух жестких ядер — Алданского и Анабарского, совпадающих с современными выступами фундамента платформы. В Южноамериканской платформе приблизительно параллельно ее юго-восточному атлантическому побережью по р. Франциско тянется полоса самых молодых протерозойских складок (бразилид), спаявших воедино существовавшие до того собственно Бразильское и Приатлантическое ядра. В составе Африканской платформы намечаются три ядра: Западное, Центральное и Южное, также объеди-

ценные в единое целое складчатостью конца протерозоя. (По мнению некоторых геологов, впрочем, эта складчатость должна считаться каледонской; то же относится и к бразилидам).

Что касается очертаний и размеров платформ в конце докембрия, то в большинстве случаев они были, повидимому, иными, чем в настоящее время. В частности, еще в конце XIX века Э. Зюссом было высказано мнение о том что в глубоком прошлом, охватывающем конец докембрия и палеозой, площади Южной Америки, Африки, Индии и Австралии были объединены в огромный целостный монолитный континент — Гондвану. Идея этого континента удержалась и донныне, причем структурно он понимается как единая огромная платформа южного полушария; современные Южноамериканская, Африканская, Индийская, Австралийская платформы — только уцелевшие обломки ее. Если это так, то эволюция земной коры южного полушария в докембрийское время, очевидно, ушла далеко вперед по сравнению с эволюцией ее в северном полушарии, и здесь возникла жесткая масса таких размеров, какая на севере сформировалась, как увидим, лишь к концу палеозоя.

5. О докембрийских породах и истории геосинклинальных областей

На территории геосинклинальных зон — Средиземноморской, Западно- и Восточнотихоокеанских, Монголо-Охотской, Грампианской и др. — докембрийские отложения также известны, но обычно небольшими участками, далеко отстоящими один от другого и приуроченными к наиболее высокоприподнятым и глубоко эродированным частям крупных антиклинальных структур. Таковы, например, выходы на юге Скандинавских гор, на Центральном Французском плато, в Богемии, по осевой части Кавказа, Урала, Тянь-Шаня и других гор. Петрографически этот геосинклинальный докембрий неотличим от докембрия платформ. Здесь те же эффузии, джеспилиты, сланцевые свиты и т. д.; точно так же в некоторых случаях здесь удастся различить две и более свит, несогласных одна с другой. Но, наряду с этим, в геосинклинальных зонах встречаются также разрезы, где внутри огромных по мощности докембрийских формаций нет угловых несогласий (например, на Урале), и такие, где докембрий постепенно переходит в палеозой (Кордильеры Соединенных Штатов Америки, юг Грампианской геосинклинали, Урал, Алтай). Это указывает на то, что история геосинклинальных участков в докембрии все же заметно отличалась от истории платформ. Складчатые движения, хотя и происходили на площади геосинклинальных зон, но проявлялись здесь в ослабленной степени сравнительно с тем, что имело место на территориях будущих платформ. Средиземноморская, Тихоокеанская, Аппалачская и другие геосинклинальные зоны в докембрии отставали от площадей будущих платформ в ходе деформаций, и это обстоятельство обусловило сохранение названными зонами геосинклинальных свойств на более долгий срок.

Если это было действительно так, то в самой ранней — чисто геосинклинальной — стадии развития литосферы, когда еще платформ вообще не существовало, земной коре уже была присуща некоторая количественная неоднородность свойств, возникающая, возможно, при застывании силикатической оболочки. Одни участки первичной геосинклинальной литосферы были более подвижны и пластичны, другие — менее. В ходе последующей истории наиболее подвижные участки раньше перешли в стадию жестких платформенных тел, менее подвижные — позже. Те площади, что мы назвали геосинклинальными зонами конца докембрия, палеозоя и т. д. (Средиземноморская, Тихоокеанская, Грам-

пианская и др.), представляют, на наш взгляд, эти остаточные менее активные и потому медленнее развивавшиеся участки первичной геосинклинальной литосферы. В ходе докембрия, таким образом, произошла своеобразная «перемена ролей»: более подвижные участки первичной геосинклинальной литосферы раньше превратились, в силу их складчатости, в жесткие платформенные глыбы; менее подвижные уцелели как геосинклинали до конца докембрия, причем здесь, естественно, оказались уже, наоборот, более подвижными и пластичными сравнительно со сформировавшимися платформами.

6. О росте стратисферы в целом как важнейшем процессе докембрийской истории

Параллельно с процессом постепенного превращения пластических геосинклинальных участков в платформенные, в докембрии протекал и другой, быть может, еще более общий и основной процесс, служивший, так сказать, базисом тектонической эволюции. Происходило увеличение общего объема стратисферы как целого, т. е. возрастание совокупности осадочных формаций, слагающих литосферу вообще. Этот процесс наглядно иллюстрируется любым разрезом докембрия, в котором мы неизменно наблюдаем увеличение с ходом истории числа осадочных формаций, лежащих одна над другой. Источник роста стратисферы был двоякий. В первые моменты, когда гидросфера еще только легла на твердую оболочку, т. е. на первичную кору охлаждения, источником образования осадочных пород была главным образом эта первичная кора охлаждения; ее выветривание дало основную массу обломочного и растворенного вещества, вошедшего в состав первых осадочных формаций. Само зарождение и формирование стратисферы представляло, в сущности, не что иное, как приспособление первичной коры охлаждения к термодинамическим условиям ее существования в поверхностных горизонтах Земли, когда здесь оформились гидросфера и атмосфера. Параллельно с такой переработкой первичной коры охлаждения все время функционировал и второй источник осадконакопления: эффузивные процессы. Из глубин сиаля и может быть из сима в процессе извержений все время поступали на поверхность Земли новые свежие порции вещества в виде лав, пеплов, брекчий и т. д. и, накапливаясь здесь, частью непосредственно входили в состав стратисферы в виде эффузивных и осадочно-эффузивных формаций, частью же подвергались выветриванию и переотлагались как чисто осадочные толщи.

Пока плащ осадочных пород был очень тонок и первичная кора охлаждения еще на больших площадях выходила на поверхность Земли, роль эффузивного процесса в приросте стратисферы была, вероятно, второстепенна. Но по мере того, как покров осадочных формаций утолщался и первичная кора под ним погребалась все глубже, источником реального прироста вещества стратисферы все больше становился эффузивный процесс. К концу докембрия, несомненно, он был уже единственным фактором, обеспечивавшим действительное увеличение массы стратисферы как целого. Одновременно с ним, конечно, происходили перемыв и переотложение прежде возникших осадочных и осадочно-эффузивных толщ, но эти процессы только перераспределяли вещество внутри стратисферы, меняли состав и расположение отдельных составляющих ее осадочных формаций, но ничего не добавляли нового к ее общей массе.

Если это так, то мы вправе думать, что темп образования стратисферы в первые моменты ее истории, когда она возникала за счет коры охлаждения и за счет эффузий, был значительно более быстрым, чем в конце, когда единственным источником ее прироста стал эффузивный процесс. Это тем более вероятно, что с ростом платформ число очагов вулканизма и площади его развития сокращались, ибо на платформенных участках, как мы увидим в дальнейшем, эффузивная деятельность несравненно слабее геосинклинальной. Таким образом, не только замедлялся рост стратисферы, но сам процесс этот из всеобщего, охватывавшего всю Землю, все больше локализовался лишь в некоторых ее областях — в геосинклинальных зонах.

В конце докембрия геосинклинальные зоны предстают перед нами в новом свете, как участки, способствовавшие своим вулканизмом реальному росту стратисферы в истории Земли.

7. Некоторые особенности физико-географической обстановки докембрийских эпох

Обратимся теперь к рассмотрению некоторых особенностей физико-географической обстановки и осадконакопления докембрия.

Мы не можем сейчас восстановить документально ни одной конкретной палеогеографической картины докембрийской эпохи, даже для ее самых последних эпох. И несмотря на это, можно с уверенностью утверждать, что общие черты палеогеографической обстановки докембрия, особенно его ранних этапов, были существенно отличны от общей палеогеографической ситуации в палеозое, мезозое, кайнозое.

Ранний докембрий — архей, как мы подчеркивали не раз, был эпохой господства геосинклинального режима; только в протерозое платформенные участки разрастаются и приобретают крупные размеры. Это именно обстоятельство и определяло специфику докембрийской палеогеографии.

Геосинклинальный режим, как будет показано в дальнейшем (главы VIII—X), есть режим островного моря, изобиловавшего вулканическими островами. Перенося это представление на ранне докембрийское время, когда платформы еще только зарождались, нужно признать, что в раннем докембрии еще не существовали те огромные, единые, моноклитные континентальные площади, противопоставляющиеся океаническим бассейнам, какие составляют характерную географическую черту современного геологического момента и какие мы знаем уже с раннего палеозоя. Континентальные участки архея были представлены лишь более или менее значительными островами, разбросанными среди водной глади. Только с зарождением и разрастанием платформ, этих, как увидим ниже (глава X), преимущественно континентальных территорий, сухопутные площади стали заметно проступать на лике Земли, и мало помалу сформировывались континентальные массивы, как существенный геоморфологический элемент докембрийской географии. Таким образом, обширные континенты, как географические единицы, не извечная, но исторически сложившаяся черта земного лика. Их образование и развитие — только отражение одновременно протекавшей тектонической эволюции земной коры от геосинклиналей к платформам. Хронологически оформление новой черты палеогеографии в главной части падает на поздний докембрий, когда на севере уже сложились крупные Русская, Сибирская и Американская платформы, а на юге, возможно, возникла огромная Гондванская глыба.

Параллельно с ростом континентов, как элементов лика Земли, оформлялась и новая их гидрография в виде крупных речных артерий, сменившая гидрографию мелких островных речушек раннего докембрия. С сокращением геосинклинальных зон, естественно, уменьшилось и количество вулканических очагов, которые локализируются с конца докембрия только в остаточных геосинклинальных зонах.

Характерной чертой докембрийских континентальных участков, в равной степени больших и малых, было отсутствие на них вплоть до последних моментов протерозоя растительного покрова того типа, к какому мы привыкли сейчас. В докембрийских отложениях Чехии была найдена древесина *Archaeoxylon* с признаками структуры голосеменных, которую Крейзель считает принадлежащей, вероятно, к группе псилофитов, обитавших на земле также в кембрийский и силурийский периоды. Но это были чрезвычайно низкоорганизованные существа, типа небольших кустарников, еще без разделения на основные органы — корень, стебель, лист. Да и эти сухопутные растения появились, повидимому, лишь в самом конце докембрия. До этого времени единственное, что возможно допустить, это существование пленки микрофлоры (бактерий, водорослей) на дневной поверхности пород и в континентальных водоемах. Но это, конечно несколько не смягчало внешней безжизненности, «пустынности» суши в течение подавляющей части докембрийской эпохи.

Напротив, моря докембрия давали приют, несомненно, богатой и разнообразной жизни. Как было уже отмечено в главе III, первые микроорганизмы были, вероятно, планктонными и лишь позже где-то на мелководье появился бентос. В дальнейшем эта донная группа организмов постепенно заселяла все новые районы моря и, попадая в новую обстановку, естественно, быстро эволюционировала. В мире растений, судя по дошедшим до нас органическим остаткам и по косвенным соображениям, дифференцировались, повидимому, все типы водорослей (сине-зеленые, зеленые, бурые, багряные и др.); в мире животных — все типы беспозвоночных: (простейшие, кишечнополостные, губки, черви, брахиоподы, моллюски, ракообразные, иглокожие; отсутствовали лишь позвоночные, но и в этом нет полной уверенности, возможно, что первые их примитивные формы без оскостеневавшего скелета уже существовали, но до нас просто не дошли. При таком высоком уровне развития морских форм к концу докембрия представляется непонятным, что континенты, эта потенциально-возможная для обитания живых существ среда, так долго оставались незаселенными высшими организмами. Вскрыть полностью причины такого запаздывания миграции жизни из моря на сушу пока не представляется возможным, но кое-какие соображения могут быть высказаны в виде рабочей гипотезы. Одним из факторов, тормозивших переход жизни на сушу, являлось чрезвычайно резкое отличие континентальных условий от морских, что вызывало необходимость радикальной перестройки всех функций организмов, их биологии. Новый тип дыхания, а для растений и новый способ питания (корнями из грунта, а не всей поверхностью тела из воды), новый тип передвижения по суше, необходимость защитных приспособлений против высыхания, против яркости освещения, против резких колебаний температуры и т. д. — все это задавало столько «задач» организмам, вытесненным борьбой за существование из моря на сушу, что лишь после бесчисленных безуспешных попыток их решения достаточно стойкие сильные формы, наконец, освоили континент как среду обитания.

Перечисленные трудности дополнительно усложнялись в докембрии еще тем, что сухопутными районами долгое время были только гори-

стые и неустойчивые по очертаниям и геоморфологии внутригеосинклинальные острова, где общая трудность освоения новой среды жизни умножалась большой изменчивостью этой среды во времени и в пространстве. Лишь тогда, когда рост платформ привел к возникновению крупных континентальных площадей с ровным рельефом и, следовательно, мало меняющимися условиями обитания по вертикали, с однообразием их в горизонтальном направлении и с большой устойчивостью во времени,— возможности для перехода жизни из моря в новую среду значительно улучшились, и высоко организованная жизнь на континентах действительно появилась уже в конце протерозоя. Таким образом, заселение суши высшими организмами, повидимому, было процессом, теснейшим образом связанным с общей тектонической эволюцией земной коры и с протекавшей параллельно эволюцией физико-географической обстановки на лике Земли.

Весьма интересен вопрос — насколько древние докембрийские моря и океаны напоминали современные по их гидрохимии и вообще режиму. Подойти к этому вопросу можно лишь косвенным путем. С незапамятных времен реки выносили в океан с континентов растворимые соли, которые здесь постепенно и концентрировались. Сюда же поступали все эманации подводных вулканов (SO_2 , Cl , Br , J , NH_4 и др.). Все это исподволь и непрерывно увеличивало концентрацию солей в океанической воде и, наконец, довело ее до современной нормы — 3,5%. Если по мере отодвигания в прошлое постепенно исключать позднейший внос солей, то мы приходим к неизбежному заключению, что древнейшие докембрийские океаны были слабо засолоненными, в архее даже полупресными, и только с ходом геологической истории стали солеными. Эта мысль и была высказана Дэли в 1907 г. Принимая, что соленость возрастала в общем равномерно, и зная абсолютную длительность докембрийского периода (см. выше), можно рассчитать, что к концу протерозоя соленость нормального моря отличалась от современной едва ли больше, чем на 1%, т. е. была не ниже 2,5%. Расчет, конечно, условный, но не лишенный интереса как первая ориентировка. Бполне вероятно, что докембрийские океаны отличались также и ионным составом солей и составом растворенных газов. Существует взгляд, что в первичной атмосфере, выделившейся после остывания литосферы и появления гидросферы, не было свободного кислорода, но было много свободной CO_2 . Кислород стал накапливаться в атмосфере лишь под влиянием фотосинтетической деятельности организмов, когда эта способность была ими приобретена, и имеет, таким образом, чисто биогенный генезис. Одновременно происходила убыль CO_2 . Масса CO_2 уходила из атмосферы и фиксировалась в коре также в процессе накопления известняков и органического вещества в осадках. Как увидим ниже, гипотеза обилия в докембрийской атмосфере и в океанической воде CO_2 и пониженного содержания O_2 дает ключ к истолкованию ряда важных особенностей докембрийского осадконакопления.

Несколько слов о климатах докембрия. В XIX веке господствовало убеждение, что температура поверхности литосферы в докембрии поддерживалась за счет внутреннего теллурического тепла Земли, остатка былой ее стадии жидкого расплавленного тела. Для очень ранних моментов докембрийской истории, целиком стоящих за пределами геологической досягаемости, такое представление можно поддерживать и в настоящее время. Но для отрезка времени, освещаемого геологическими документами, приходится принимать решающую роль уже не теллурического, а солнечного тепла и, следовательно, признавать принци-

пильную вероятность наличия климатических зон. Чрезвычайно показательными в этом отношении являются указанные выше находки достоверных следов докембрийских ледников.

Геологи, обнаружившие докембрийские ледниковые отложения, были склонны толковать их как результат таких же крупных материковых оледенений, какие имели место на севере в четвертичное время или в современной Антарктике. Это едва ли так. Упускают из виду, что огромные оледенения верхнего палеозоя и кайнозоя географически все связаны, и не случайно, с крупными платформенными областями — без огромных сплошных континентальных регионов крупные материковые оледенения вообще физически невозможны. Между тем все дошедшие до нас ледниковые отложения докембрия локализуются в геосинклинальных районах и связаны с теми более или менее значительными островами, которые в геосинклиналях тогда существовали. Такая локализация, по сути дела, уже предопределяет характер самих оледенений, как более или менее значительных горных ледников, спускавшихся с возвышенных участков на пониженные территории. Как бы, однако, ни толковать тип докембрийских ледников, ясно одно, что их наличие говорит о режиме климатов, связанных с солнечной радиацией. Уже в протерозое (а вероятно, и еще раньше) мы, следовательно, должны считаться с существованием на поверхности литосферы климатической зональности, принципиально сходной с современной, хотя мы не можем пока (и едва ли вообще сможем) прочертить конкретное пролегание докембрийских климатических зон на лике Земли.

8. Об особенностях осадконакопления в докембрии

В предыдущем мы не раз высказывали мысль, что осадконакопление в истории Земли не оставалось постоянным, но в ходе времен медленно меняло свои формы. Если где искать реального подтверждения этой мысли, то прежде всего, конечно, в том огромном отрезке геологической истории, который мы сейчас изучаем, — в докембрии, сопоставляя его петрографический комплекс с породами последующих эпох.

При таком сопоставлении нас должны интересовать в первую очередь хемогенные и биогенные породы, но не обломочные, ибо изменения химизма океанической воды, атмосферы и других факторов, естественно, мало отразятся на составе обломков, принесенных с континента, но должны резко сказаться на хемогенном и биогенном осадконакоплении.

На рис. 44 автором сделана попытка изобразить распределение в геохронологической колонке некоторых из названных пород.

Привлекает к себе внимание прежде всего группа солей, углей и фосфатов. Галогенные отложения всех типов: ангидриты, каменная соль, калийные соли и т. д., совершенно отсутствуют среди докембрийских пород и появляются лишь с нижнего кембрия (на Сибирской платформе). В группе углей к докембрию относится единственная находка графитовых пород — шунгитов. Но пластовые шунгиты представляют собой, вероятно, образование, аналогичное морским горючим сланцам, только резко обогащенное органическим веществом; жильные же шунгиты — это породы типа асфальтитов и возникли из пластовых шунгитов в результате отделения от них жидкого битуминозного вещества и заполнения им трещин. Таким образом, наличие шунгитов не меняет того положения, что в докембрии нет точных аналогов углей и что эта фация хронологически появляется лишь много позже — с девона. Не найдены пока в докембрии и фосфатовые породы (фосфориты), древнейшие предста-

вители которых обнаружены в среднем кембрии хребта Кара-Тау (Казахстан).

С отмеченными отрицательными особенностями докембрийского «спектра» осадочных пород ассоциируется ряд положительных характерных черт. Наиболее бросающейся в глаза особенностью докембрия является колоссальное изобилие кремне-железистых пород, известных под названием джеспилитов и образующих нередко настоящие железные руды. Эти образования (включая и рудные фации), как указывалось выше, обнаружены в настоящее время в Северной Америке

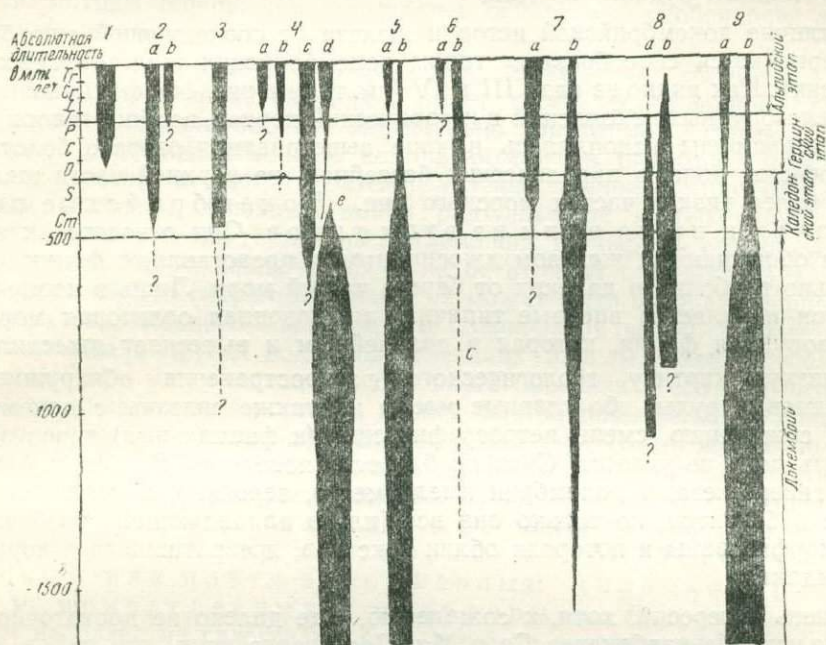


Рис. 44. Стратиграфическое размещение хемогенных и биогенных пород
 1—угли; 2—галогенные породы: а—каменная соль и ангидриты (гипсы), б—калийные соли;
 3—фосфориты; 4—железные руды: а—коры выветривания, б—озерно-болотные, с—морские
 оолитовые шамозит-гидрогетитовые, d—глаукозитовые породы, e—джеспилиты б—марган-
 цовые руды: а—коры выветривания, б—морские, в—бокситовые накопления: а—коры вывет-
 ривания, б—морские и озерные, с—метаморфизованные в наждаки; 7—известяки: а—орга-
 ногенные, б—хемогенные; 8—доломиты первичные: а—нормально-морские, б—лагунные;
 9—кремнистые породы: а—органогенные, б—хемогенные

(область Аппалачей, Кордильер, район оз. Верхнего), в Южной Америке (Гвиана, Бразилия), южной Африке (Трансвааль, Родезия и т. д.), в Европе (Балтийский щит, Азовско-Подольский массив), в Индии, Манчжурии, Казахстане, Забайкалье, в Австралии и других местах. Нет ни одной сколько-нибудь значительной площади докембрия, особенно альгонка, где при подробных исследованиях не были бы обнаружены железные руды и часто в крупных количествах. Общая масса железных руд докембрия пока не поддается учету, но, несомненно, чрезвычайно велика. Подсчеты геологических запасов рудных джеспилитов оз. Верхнего в Северной Америке дали цифру в 250 млрд. т (1910 г.). Аналогичные подсчеты для железистых кварцитов Криворожья и Курской магнитной аномалии, произведенные акад. И. М. Губкиным, привели к цифре 260 млрд. т (1937 г.). Для южной же Африки для одной лишь системы Нама-Трансвааль П. Вагнер дает астрономическую цифру запасов джеспилитовых руд в 2500 млрд. т. (1928 г.). Таким образом, подсчеты, сде-

ланные лишь в отдельных пунктах выходов докембрия, дают массу более чем в три тысячи миллиардов тонн. Общие же запасы докембрийских железных руд, несомненно, намного превосходят эту цифру. Для оценки значения докембрийского рудного железнакопления достаточно указать, что свыше чем 3000 млрд. докембрийских руд противопоставляется только 135 млрд. послеальгонских руд. Разница колоссальная, тем более что запасы докембрийских руд еще далеко не учтены и могут резко возрасти, тогда как в породах послеальгонского возраста, если еще и имеются резервы, то масштаб их может быть только порядка величин уже учтенного рудного железа.

Отличие докембрийской истории железа от последующей еще более подчеркивается своеобразным типом докембрийских железорудных накоплений. Как видно из глав III и IV (см. также рис. 44), фациальные типы железорудных накоплений в исторический период, вообще говоря, разнообразны: руды накапливались в коре выветривания, озерах, болотах, в прибрежной зоне, в паралических бассейнах, на верхней части шельфа и на более низких частях морского дна. Докембрийские руды не похожи ни на один из этих типов. Они относятся к категории обогащенных железом джеспилитов и представляют фацию относительно глубоких и далеких от берега частей моря. Лишь в конце протерозоя появляется впервые типичная мелководная оолитовая морская железорудная фация, которая в дальнейшем и вытесняет джеспилиты.

Близкую картину геологического распространения обнаруживают марганцовые руды, ибо главные массы их также связаны с докембрием. К сожалению, смены петрографических (и фациальных) типов здесь уловить пока не удастся. Судя по близости поведения Fe, Mn и Al_2O_3 в зоне гипергенеза, в докембрии имело место, вероятно, массовое накопление и бокситов, но только они все (или в подавляющей своей части) метаморфизованы и потеряли облик бокситов, превратившись в корунды и наждаки.

Очень интересна, хотя, к сожалению, еще далеко не достаточно выяснена, судьба карбонатов Ca и Mg. Достоверно лишь, что уже в древнейшие доступные нам времена докембрия садка карбонатов происходила в обширных размерах, причем возникали не только известняки, но и нормальные доломиты. По старой статистике Дэли, основанной на данных только США, доломиты были даже более распространены сравнительно с чистыми известняками, что, впрочем, теперь нуждается в проверке. Для докембрийских известняков характерно, что они были чисто хемогенными образованиями, совсем не связанными с организмами или связанными лишь косвенно. Непосредственного выделения $CaCO_3$ животными в докембрии не было вообще, и только в протерозое появляются в отдельных горизонтах секреции извествьывделяющих водорослей. Массовое биогенное кальцитонакопление и возникновение органогенных и органогенно-обломочных известняков, как бы заменяющих частично хемогенные известняки, представляет процесс, осуществившийся во все больших размерах в дальнейшей истории Земли и в докембрии лишь постепенно подготавливавшийся. Доломиты, как мы уже отмечали, не были приурочены в докембрии к фациям лагун; надо полагать, что они были осадками нормального моря. Постепенное исчезновение и их среди фаций этого моря и миграция в лагуны, а потом исчезновение и в лагунах, представляет одно из любопытнейших явлений в дальнейшей эволюции карбонатообразовательного процесса.

Что касается кремнистых пород, то в докембрии они относятся к чисто хемогенным образованиям и всегда теснейшим образом связаны с

железом, образуя джеспилиты. В позднейшей истории эта связь SiO_2 с железом нарушается, появляются опоки и кремнистые мергели и сланцы почти без Fe и вместе с тем устанавливается все большая зависимость садки SiO_2 от организмов. Губковые и диатомовые опоки, а также радиоляриты как бы замещают (частично) хемогенные кремневые осадки глубокого геологического прошлого. Как и садка CaCO_3 , осаждение SiO_2 в истории Земли чем дальше, тем больше становится процессом биогенным, хотя полного подавления хемогенного осаждения ни в том, ни в другом случае не происходит.

Посмотрим теперь, чем вызывались отмеченные особенности докембрийской седиментации.

Некоторые черты ее объясняются легко. Так, отсутствие углей в составе докембрийских пород имеет своей естественной причиной отсутствие сколько-нибудь значительно развитой наземной флоры высших растений. Лишь с ее развитием в палеозое появляются первые угли, а скоро затем угленакопление становится массовым явлением. Сложнее найти рациональное истолкование отсутствию докембрийских галогенных отложений. На первый взгляд кажется, что причина могла заключаться в недостаточной солености докембрийских океанов. Но такое объяснение не может быть признано верным. На примере современного Каспия с его солоноватой водой, Азовского моря, Балхаша и других водоемов, имеющих заливы, можно убедиться, что даже при малой солености основного бассейна в его полузакрытых заливах концентрация раствора может быстро повышаться и приводить к возникновению галогенных осадков. Очевидно, что то же самое могло быть и в докембрии, если только физико-географическая обстановка способствовала образованию соленых лагун. Как будет подробно изложено в дальнейшем, галогенные толщи локализуются исключительно на платформах и в областях с завершенным или почти завершенным складкообразованием, причлененных к платформам. В геосинклиналях в эпохи их развития галогенных отложений не встречается совсем. И это естественно. Геосинклинальные острова ни по размерам и изменчивости своей, ни по геоморфологии и интенсивности денудационных процессов, явно «не приспособлены» к образованию длительно устойчивых и крупных полуотрезанных от моря лагун. Едва возникнув, эти лагуны вновь уничтожаются быстрыми колебательными движениями коры, не дойдя до нужных степеней осолонения. Эта закономерность, на наш взгляд, и дает ключ к пониманию, почему галогенных отложений в докембрии не найдено. Их нет потому, что докембрий был эпохой господства геосинклинального режима, при котором обстановка, благоприятная для генезиса галогенных отложений, просто не существовала. Эта обстановка становится возможной лишь с развитием платформ, и при достижении последними достаточных размеров действительно возникают и галогенные отложения. Не исключено, конечно, что первые галогенные осадки древнее, чем нижнекембрийские, и до нас просто не дошли, будучи уничтожены в дальнейшем. Однако, общей картины истории галогенной фации — ее позднего появления в истории Земли и теснейшей связи с тектонической эволюцией земной коры, в частности, с появлением крупных платформ, это, конечно, не меняет.

При истолковании докембрийской истории железа и марганца нужно различать два независимых вопроса: об интенсивности докембрийского рудоотложения этих элементов и о своеобразных формах его у железа.

Интенсивность накопления железорудных (и марганцевых) фаций в докембрии объясняется удачным сочетанием ряда обстоятельств. Коря

того времени в гораздо большей степени состояла из кристаллических силикатных пород, чем когда-либо потом, а как раз силикатные породы (преимущественно основной магмы) особенно богаты железом. К тому же, обилие CO_2 в атмосфере способствовало сильному выветриванию этих пород и повышенному выносу Fe , Mn и SiO_2 в океаны. В том же направлении влиял и более интенсивный геосинклинальный вулканизм докембрия, снабжавший моря Fe , Mn , SiO_2 своих гидротерм. Все вместе приводило к тому, что в морские водоемы той эпохи поступало и в их осадках концентрировалось несравненно больше железа и марганца, чем в более поздние эпохи, когда деятельность перечисленных факторов резко ослабела. Что касается своеобразия форм докембрийского железнанакпления, то его причины кроются в богатстве воды и атмосферы углекислым газом и в меньшей солености океанов докембрия. Обилие углекислоты в воде создавало большую устойчивость ионов Fe^{++} и большую миграцию их от берега; в том же направлении действовала меньшая концентрация электролитов в морской воде. Это и приводило, на наш взгляд, к тому, что в глубоком архее и даже еще в альгонке железно выпадало из растворов не в прибрежной части моря, а лишь в удалении от берега, в относительно пелагических и глубоководных частях бассейна. Оседая здесь в вместе с SiO_2 , эти хемогенные продукты образовывали тонкослойные илы, уплотненные продукты которых мы знаем под названием джеспилитов, железистых роговиков и т. д.

Но с течением времени соленость океанов возрастала, а содержание CO_2 в них падало и это создавало все менее благоприятные условия для далеких миграций железа. Подвергаясь все усиливающемуся коагулирующему действию электролитов, железо стало оседать все ближе к устьевым частям рек и побережью: из относительно глубоководных железорудные месторождения постепенно становились прибрежными, пока, наконец, не стали осадками заливов, бухт, лагун, верхней мелководной части шельфа вообще.

Перемещаясь в прибрежную зону, железо все больше «отрывается» от SiO_2 , ибо кремнекислота, как весьма мало чувствительная к действию электролитов, продолжает попрежнему далеко уноситься в море.

Наличие волнений в мелководной зоне не дает возможности осадку приобрести тонкую слоистость, и типичные для докембрия джеспилиты отходят в вечность, уступая место неслоистым или только очень грубослоистым рудам. Появление в осадке, наряду с хемогенными гелями Fe_2O_3 , многочисленных зерен кварца, обычно заряженных отрицательно по отношению к окружающей воде, приводит к тому, что Fe_2O_3 оседает около этих зерен, как около центров, благодаря чему возникает характерно выраженная оолитовая структура. Так, параллельно с миграцией железных руд из более пелагических и глубоководных частей бассейнов к берегу, неизбежно преобразуется и весь облик самих железных руд, как минеральных масс.

Приуроченность в докембрии доломитов к фации нормального моря при современном уровне знаний о механизме осаждения этого минерала может быть истолкована лишь сугубо гипотетически. По мнению автора, и здесь причина лежит в аномальном содержании CO_2 в докембрийской атмосфере и в водах. Дело в том, что доломит как минерал, более растворимый сравнительно с кальцитом, требует для своего осаждения большей концентрации в растворе HCO_3' . При повышенном содержании CO_2 в атмосфере это условие, по законам растворимости углекислоты в воде, неизбежно реализуется. Таким образом, океаническая вода в докембрии действительно могла содержать массы HCO_3' , доводящие доломитовое вещество до насыщения и даже пересыщения. Но садиться

из такой воды доломит мог все же не всюду, а только на таких участках теплого моря, куда речной сток практически не доходил и где испарялась океаническая вода как таковая. В районах же, куда в изобилии поступали речные воды вместе с растворенным в них CaCO_3 , садка доломита практически не шла, ибо здесь испарением удалялась вода рек и садился внесенный ею кальцит. Так, в условиях нормальных докембрийских морей в зависимости от питания их речной водой садился то кальцит, то доломит, и возникали и чистые известняки, и нормальные доломиты, и переходные между ними образования. В последующей истории Земли в связи с постепенным уменьшением CO_2 в атмосфере концентрация HCO_3 в морской воде падала и, наконец, садка доломита непосредственно из воды прекратилась, хотя образование его в процессе диагенеза морских илов еще продолжается поныне.

Таким образом, перечисленные выше особенности осадкообразования докембрия отнюдь не случайны, но связаны со всей тектонической и палеогеографической обстановкой того времени и с физико-химическими особенностями тогдашней атмосферы и океанов.

9. О малой рудоносности докембрийских интрузий и возможной причине этого явления

Характерно, что несмотря на огромное количество гранитных интрузий в докембрийских породах в них сохранилось относительно очень мало рудных накоплений Fe, Pt, Cu, Pb, Zn, Ag, Sb, As, Hg. Колоссальные площади магматических интрузивных пород оказываются практически безрудными. Это обстоятельство тем более бросается в глаза, что более молодые каледонские и герцинские и даже альпийские интрузии при несравненно меньших площадях поверхностных выходов оказываются во много раз более богатыми рудными месторождениями, а самый «набор» руд у них несравненно более разнообразен по качественному составу.

Чтобы правильно разобраться в этой странной, на первый взгляд, ситуации, необходимо припомнить два важных факта общей металлогении интрузивных пород: 1) распределение рудных элементов вокруг гранитных батолитов; 2) влияние, какое оказывает на доступный нам состав оруденения глубина эрозионного среза батолита.

Распределение рудных элементов около батолита очень красочно нарисовано акад. А. Е. Ферсманом: «Представим себе,— пишет он,— где-либо очаг расплавленной в глубинах гранитной породы: сначала в ней идет отверждение вещества из огненно-жидкого состояния, потом остаются только перегретые пары и летучие газы, а далее, по мере охлаждения массива, образуются горячие водные растворы — источники. Как ореолом окружен гранитный очаг этим горячим дыханием; по трещинам и разломам вокруг вырываются газы и пары, далее текут горячие подземные реки, которые, постепенно охлаждаясь и оставляя на стенах растворенные части, переходят в простые холодные источники»¹. Около самой остывающей гранитной породы идут жилы с полевыми шпатами и тяжелыми атомами радиоактивных руд, редкими металлами—Ti, Zr, далее скопляются соединения Sn и W, а с ними драгоценные камни — берилл, топаз, а еще далее тянутся горячие жилы кварца с Au; потом начинается отложение Cu, Zn, Pb, Ag, а в самой дали от раскаленных очагов садятся соединения Sb, As и Hg. Часть наиболее высокотемпературных пегматитовых и пневматолитовых, а также и

¹ Геохимия, т. I, 1934.

гидротермальных жил сосредоточивается в самих гранитных телах, в тех трещинах периферических зон гранитных массивов, которые возникают в процессе охлаждения и сокращения магмы. В размещении около интрузии рудных жил замечается характерная закономерность: они максимально скопляются в верхних, так называемых апикальных, частях массивов и уменьшаются в краевых, особенно глубоких, горизонтах. Помимо жильных тел, вокруг интрузивных массивов возникают более или менее крупные контактово-метаморфизованные зоны, особенно мощные в случае контакта гранитов с карбонатными породами; в них концентрируются преимущественно Fe (в виде магнетита и гематита), Al (корунд), частью медь и полиметаллы.

Такова идеальная схема расположения рудных элементов вокруг гранитного батолита; в натуре она, естественно, не всегда полностью выдерживается, но все же дает возможность прекрасно разобраться в интересующей нас сейчас проблеме.

Посмотрим теперь, как изменяется конкретная картина рудного поля вокруг массива при постепенной эрозии его (рис. 45).

Если эрозия лишь едва затронет горную страну, то ни сам батолит, ни отходящие от него ветвями рудные жилы еще не будут вскрыты. Участок покажется нам безрудным, хотя в действительности в глубине могут лежать очень крупные богатства. При последующей работе эрозия обнажит более глубокие горизонты, и жильные ветви батолита выйдут на поверхность. При этом, естественно, нам будут доступны лишь металлы верхних частей жил: Hg, Sb, As, Ag, Pb, Zn; металлы более глубоких частей не будут вскрыты совсем, либо будут вскрыты единично. Сложный и разнообразный состав вскрытых рудных тел объясняется тем, что жилы одинакового состава (т. е. с одной и той же последовательностью металлов по вертикали внутри жилы) могут находиться на разной глубине. Поэтому при одной и той же глубине эрозионного среза разные жилы будут вскрыты на разных уровнях, обнажая разные металлы, и общий список последних окажется большим и разнообразным. Тем не менее основной тон рудной картине дадут все же металлы верхних концов жил — Hg, Sb; по их преобладанию такие участки часто называются ртутно-сурьмяными зонами или полями. При дальнейшем углублении рудный комплекс, оставаясь очень сложным и разнообразным, будет характеризоваться уменьшением количества Hg, Sb и возрастанием Pb, Zn, Ag, Cu и отчасти W. Рудные комплексы подобного типа, в особенности если перечисленные элементы встречаются в жилах совместно, называются полиметаллическими. Если эрозия пойдет еще глубже, то верхние части жил будут уже удалены; вскрыются их корни. Как показывает диаграмма Эммонса, на горизонтах четвертом и пятом общий состав оруденения резко обеднится. В сколько-нибудь заметных количествах сохранится лишь золото, Sn и W; находки остальных металлов будут иметь характер скорее минералогический, а не промышленный. Наконец, при очень глубоком эрозионном срезе рудная оболочка интрузий будет удалена совсем, и тогда, несмотря на огромные площади интрузий, оруденения не будет; граниты окажутся безрудными.

Из изложенного видно, что в вопросе о составе рудных полей и общей рудоносности гранитных массивов огромную роль играют не только их первичные черты, но и ход эрозионного срезания горной страны. Эрозия, объективно играющая, как будто, только вредную роль, уничтожая рудные запасы, в действительности является благодетельным фактором, так как делает доступными нам (хотя бы и путем известных «издержек производства») такие богатства, о которых в противном случае мы и не подозревали бы.

Сказанное вместе с тем дает достаточное объяснение тому факту, что несмотря на колоссальное развитие среди полей докембрийских пород гранитных массивов оруденение докембрия в общем более чем скромное. Причина заключается, несомненно, в очень глубоком эрозион-

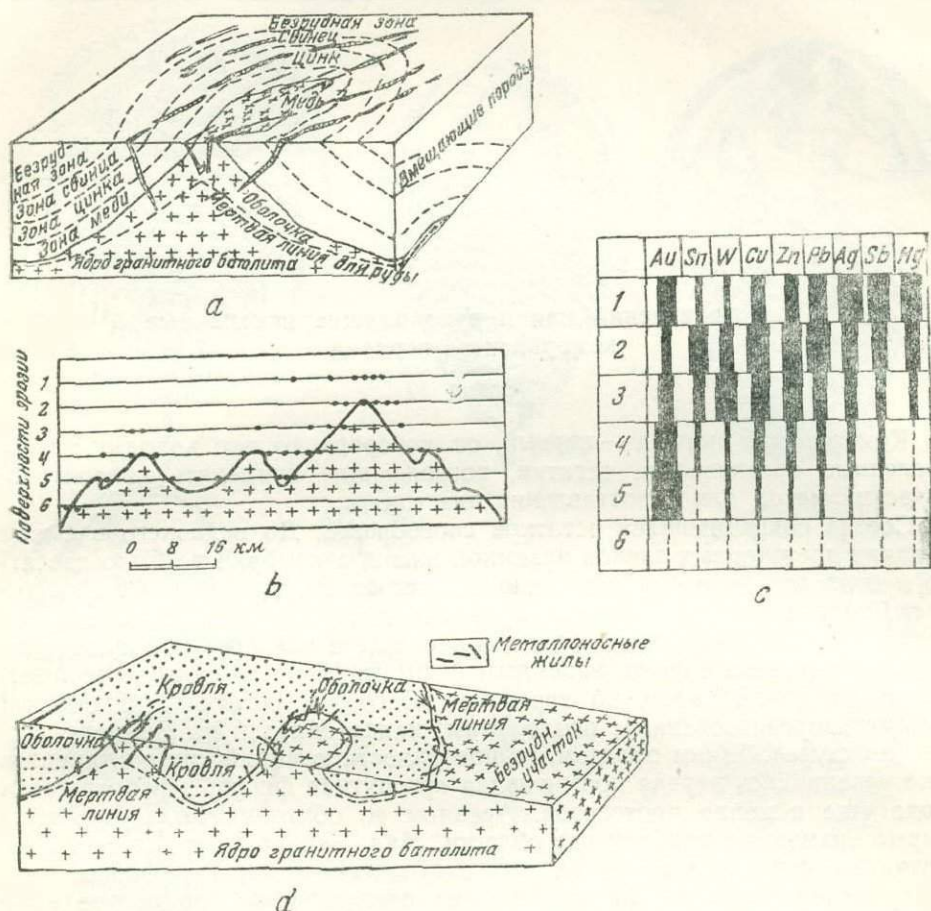


Рис. 45. Размещение рудных тел вокруг интрузий и изменение картины оруденения с увеличением глубины эрозионного среза

a—блок-диаграмма, иллюстрирующая зональное распределение металлов. Медные руды были отложены в виде жил в пределах самого купола и вблизи от него, цинковые руды—дальше от куполов и выше, чем медные руды, а свинцовые удалены еще больше

b—поперечный разрез через идеальный батолит (по Эммонсу). Точками показаны наиболее благоприятные положения для жильных месторождений, линии изображают шесть стадий эрозии батолитов

c—диаграмма, характеризующая шесть стадий эрозионного среза батолита

d—блок-диаграмма разных стадий эрозионного срезания батолита и характеристика степени их рудоносности

ном срезе докембрийских структур и заключенных в них гранитных тел. Как уже указывалось выше, докембрийские складчатые сооружения срезаны «под корень»; от них остались лишь глубоко метаморфизованные «корни складок», самый их глубокий фундамент. Естественно, что рудная оболочка гранитных интрузивов уже удалена и граниты оказываются безрудными или в лучшем случае несущими лишь высокотемпературные пегматитовые жилы со слюдой или кварцевые жилы с Au и Sn. Безрудность докембрийских гранитов, таким образом, является не их первичным свойством, а следствием их позднейшей истории. Это одно из проявлений той «неполноты геологической летописи», с которой мы неоднократно встречаемся в истории Земли.

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КЕМБРИЙСКИЙ ПЕРИОД

1. Органический мир и руководящие ископаемые кембрийского периода

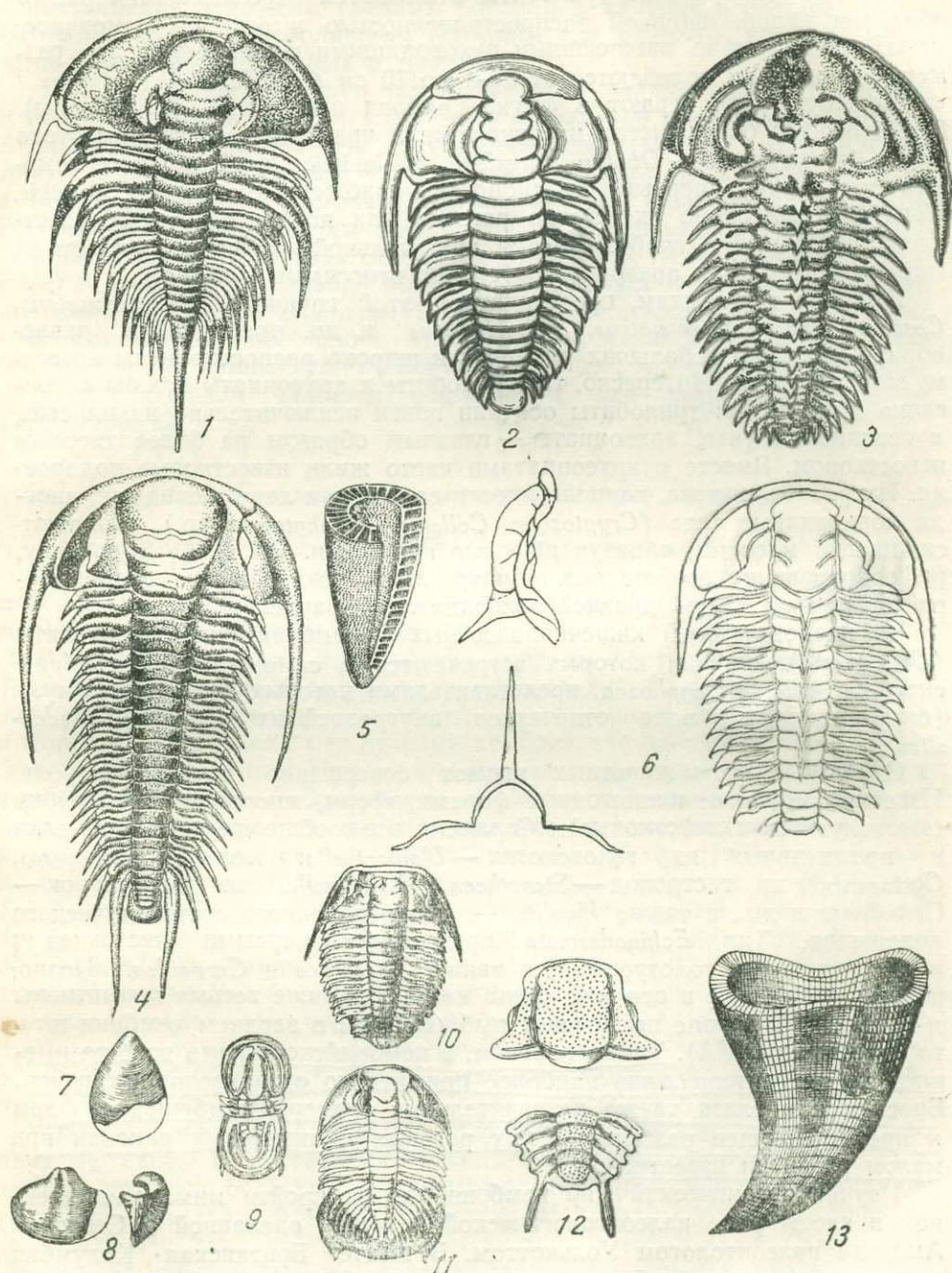
(Табл. I)

Кембрийский период — первый, от которого до нас доходят многочисленные органические остатки, позволяющие применять палеонтологический метод для сопоставления пластов.

Состав сохранившихся остатков своеобразен. До недавнего времени никаких достоверных следов наземной жизни в кембрии не было известно и считалось, что она возможно отсутствовала. В 1946 г. С. Н. Наумовой при изучении нижнекембрийских глин Ленинградской области удалось извлечь из них и определить споры и обрывки кутикулы принадлежащие, несомненно, наземным формам. Их систематическое положение не вполне ясно, но вероятнее всего эти остатки принадлежат тем низкоорганизованным псилофитам, какие обитали на Земле и позже (в силуре). Таким образом, на поверхности кембрийских континентов уже развивалась первая примитивная сухопутная флора, перебравшаяся сюда еще в конце протерозоя. Ареалом ее обитания были, вероятно, сырые низменные прибрежные области. Мало вероятно, чтобы этим примитивным формам удалось одолеть засушливые и горные районы.

В составе морской фауны кембрия представлены почти все ныне живущие типы животных (*Protozoa*, *Spongia*, *Coelenterata*, *Vermes* и т. д.), но соотношение между этими типами (их «удельный вес»), равно как и самые представители этих типов, в то время были резко отличны от того, что наблюдается теперь. Подавляющее большинство ископаемых форм в кембрийское время принадлежит трилобитам (60%), брахиоподам (30%) и археоциатам; представители остальных типов играют совершенно ничтожную роль. Трилобиты кембрия образуют так называемую первую трилобитовую фауну. Ее главнейшие представители *Olenellus*, *Paradoxides*, *Olenus*, *Olenoides*, *Dorypyge*, *Ptychoparia*, *Agnostus*, *Redlichia*, *Holmia*, *Anomocare*. По своему систематическому положению главная масса кембрийских трилобитов принадлежит отряду *Opisthoparia*; переднечечные представлены единичными формами и никакой роли не играют. В общем облике кембрийских трилобитов имеются некоторые сходные черты. Так, у большинства трилобитов при хорошо развитых голове и туловище хвостовые части слабо развиты. С другой стороны, у многих трилобитов замечается уменьшение (редуцирование) глаз (*Olenus*) или даже полное их исчезновение, атрофия (*Agnostus*). Чем вызывается редукция хвоста, мы не знаем; что же касается атрофии глаз, то ее ставят обычно в связь с жизнью в мутной

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА
КЕМБРИЙСКОГО ПЕРИОДА



1—*Olenellus*; 2—*Redlichia*; 3—*Holmia*; 4—*Paradoxides*; 5—*Archaeocyathus*; 6—*Olenoides*; 7—*Lingulella*; 8—*Kutorgina*; 9—*Agnostus*; 10—*Olenus*; 11—*Dicellosephalus*; 12—*Dorypyge*; 13—*Coscinoocyathus*

воде или даже с зарыванием в ил в поисках пищи. Интересной биологической особенностью кембрийских трилобитов является отсутствие у них особенности свертываться, подгибая пигидиум на брюшную сторону навстречу голове, что характерно, как увидим дальше, для силурийских форм. Кембрийские трилобиты отличаются чрезвычайным разнообразием видов, широкой распространенностью и быстрой изменчивостью, что делает их важнейшими руководящими ископаемыми. По размерам своим они колеблются от 3—4 до 70 см (*Paradoxides*).

Меньшую роль играют в фауне кембрия плеченогие (брахиоподы). Подавляющее большинство их относится к примитивным формам этого типа: беззамковым — *Obolus*, *Lingulella*, *Mickwitzia*; лишь в конце кембрия появляются первые брахиоподы, снабженные замком. (*Orthis*, *Kutorgina*). Раковина их обычно роговая или полуроговая и обизвествлена чрезвычайно слабо. Третьей значительной группой в животном мире кембрия были археоциаты, условно относимые к губкам.

Подобно трилобитам, представители этой группы — *Archaeocyathus*, *Coscinocyathus*, *Spirocyathus*, *Loculicyathus* и др. чрезвычайно разнообразны, обычно небольших размеров и широко распространены по всему земному шару. Интересно, что трилобиты и археоциаты как бы «избежали» друг друга: трилобиты обитали почти исключительно на илистом и песчаном грунте, археоциаты — главным образом на более твердом известковом. Вместе с археоциатами часто жили известковые водоросли. Их разнообразные, концентрически слоистые и лепешковидные, иногда корковидные тела (*Cryptozoon*, *Collenia*, *Epiphyton* и др.), скопляются, иногда массами, образуя рифовые постройки. По А. Г. Вологдину, рифообразование свойственно, однако, лишь позднейшей (среднекембрийской), а не самой древней археоциатовой фауне.

Из представителей кишечнополостных в кембрии жили граптолиты (*Dictionema*), остатки которых встречаются в самом верху кембрийской системы, и *Scyphozoa*, представителями которых являются медузы (сохранившиеся в виде отпечатков внутренней их полости — *Medusites*).

Остальные типы животных играют совершенно ничтожную роль. Известны немногие планктонные фораминиферы, многочисленные губки (шестилучевые и известковые). Моллюски все вообще чрезвычайно мелки и примитивны: из головоногих — *Volborthella*, мелкие *Orthoceras*, *Cyrtoceras*, из гастропод — *Stenothecca*, *Helcionella*, из двустворок — *Stenodonta* и др., а также *Hyolites* — неопределенного систематического положения. Тип *Echinodermata* представлен первыми цистоидеями и примитивными голотуриями, а также *Thecoidea* и *Carpoidea*. Позвоночные, найденные в осадках конца кембрия, также весьма примитивны и относятся к группе панцирных рыб (*Eoichthys* в верхнем кембрии штата Вермонт в США). Таким образом, в кембрийское время вообще имеются представители лишь наиболее примитивно организованных групп. Бросаются в глаза также незначительные размеры кембрийских форм и преобладающее развитие у них роговых и хитиновых раковин при малом развитии известковых.

Изучая органический мир кембрия, нельзя пройти мимо единственной в своем роде палеонтологической находки, сделанной в Северной Америке палеонтологом Уолькоттом. В штате Британская Колумбия в толще среднекембрийских глин им была обнаружена богатая фауна, заключающая в себе не только организмы, снабженные твердым скелетом, но и бесскелетные формы: отпечатки разнообразных червей, голотурий, членистоногих и некоторых других групп. Сохранность остатков настолько изумительна, что можно видеть не только общие очертания

тела, но и отпечатки внутренних органов, ножек, щетинок на ножках и ряд других деталей.

Кембрийские отложения делят в настоящее время на три отдела: нижний, средний и верхний (или соответственно: георгийский, акадский и потсдамский отделы). В основу подразделения положены главным образом изменения в составе трилобитовой фауны. Руководящими формами для нижнего кембрия являются роды *Olenellus*, *Holmia* и *Redlichia*.

Род *Holmia* свойственен так называемой атлантической провинции и развит в Европе; род *Olenellus* — Тихоокеанской провинции (Северная Америка); род *Redlichia* — Индийской провинции (Индия, Китай, Австралия). В среднекембрийское время в Западной и Южной Европе, а также на крайнем востоке Северной Америки (Ньюфаундленд, Новый Брауншвейг) обширнейшим распространением пользуется род *Paradoxides*; на остальных участках северного континента (Азия, Северная Америка) и в южном полушарии этот род отсутствует и замещается двумя другими: *Olenoides* и *Dorypyge*. Таким образом, выделяются только две зоогеографические провинции: атлантическая и тихоокеанская. Те же две провинции существуют и в верхнем кембрии, причем для атлантической характерным является род *Olenus*, для тихоокеанской — род *Dicellosephalus*.

2. Геосинклинальные зоны Старого света

Реконструкция нижнепалеозойской истории огромной геосинклинальной области Старого света, включающей Гампийскую, Средиземно-морскую и Урало-Сибирскую геосинклинальные зоны, сопряжена с весьма большими затруднениями.

В названных зонах кембрийские породы доступны только на тех ограниченных по площади участках, где складчатый фундамент каледонид, герцинид и альпид приподнят, т. е. в горных хребтах, древних и молодых. В прогибах между ними кембрийские породы глубоко погребены и скрыты от нас. При этом в пределах приподнятого фундамента кембрийские породы образуют не сплошные огромные поля, но лишь отдельные мелкие пятна, клочки, обрывки, далеко отстоящие одни от других. Такое залегание кембрийских осадков находится в прямой связи с резкой складчатостью геосинклинальных пород и их размывом. Та же складчатость определила часто значительный метаморфизм древних палеозойских толщ и вторичную потерю ими органических остатков, что затрудняет определение возраста пород. Вот почему наши современные знания о кембрийских осадках геосинклиналей Старого света лишь в малой мере отражают истинные площади их образования, и при палеогеографических реконструкциях мы не только можем, но и обязаны широко экстраполировать и интерполировать имеющийся сейчас скудный материал.

Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения (см. прил. II, карта 1) в геосинклинальных зонах Евразии группируются в четыре крупные области: на территории Западной Европы (Гампийская геосинклиналь, Франция, Германия, Испания) и северной Африки; на Урале и в Западной Сибири (Казахстан, Алтай, Салаир-Саянская и Прибайкальская дуги); в Средней Азии, Гималайских цепях, Китае и в Индо-Китае; наконец, на крайнем юге — в Австралии. Но на основании выше сказанного, мы вправе думать, что кембрийские породы распространены гораздо шире и, вероятно, выстилают (с известными пробелами) всю площадь геосинклинальных зон, как это и показано на

карте. Отдельные разрозненные находки кембрийских фаун на Северном Кавказе и в Закавказье, в Иране и на крайнем северо-востоке Азии подтверждают сказанное. Чем дальше идет изучение складчатых

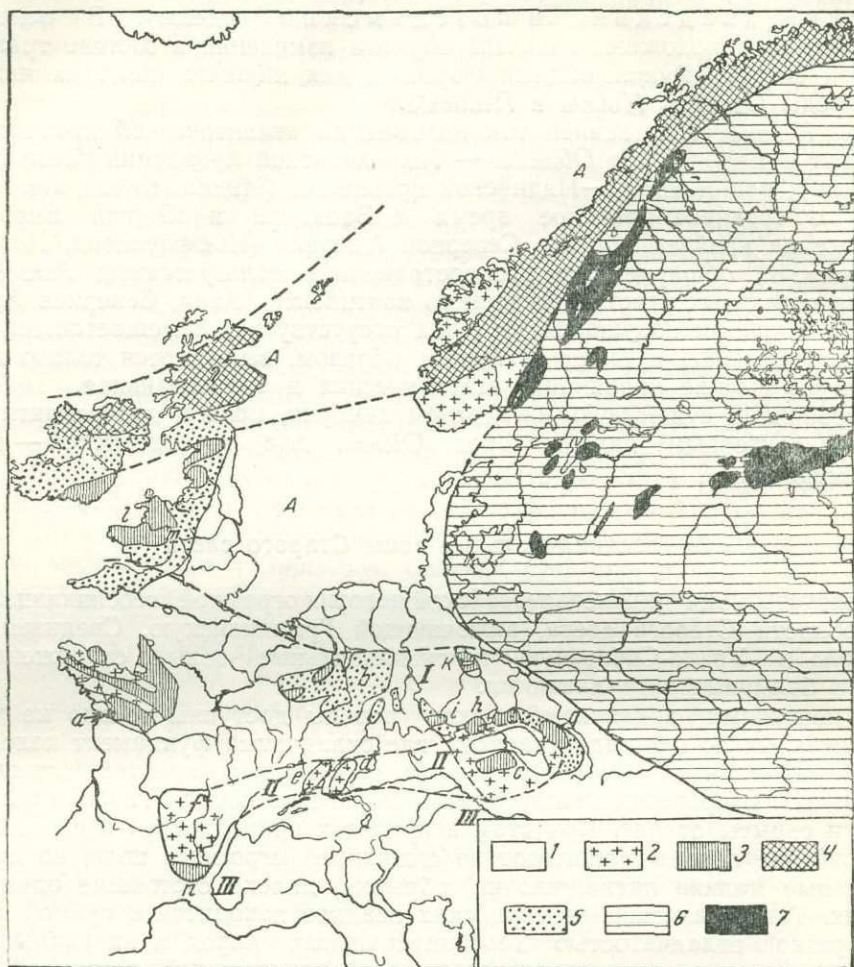


Рис. 46. Структурные зоны на территории Западной Европы в каледонском тектоническом этапе

А-А—Грампианская геосинклиналь

I+II+III—Западноевропейская геосинклиналь, в ней выделяются: I—I—Среднеевропейская, негативная зона; II—II—Молданубская глыба или Центральноевропейское поднятие; III—III—Южноевропейская негативная зона

1—области прогибов, где докембрийские и палеозойские породы глубоко опущены и закрыты плащом мезозоя и кайнозоя. 2—5—области выступов, где докембрийские и палеозойские породы подняты и обнажаются на дневной поверхности: 2—докембрийские породы, 3—слабо метаморфизованные кембро-силурйские отложения, содержащие фауну, 4—сильно метаморфизованные осадки кембрия и силура, 5—девон, карбон, пермь; 6—Русская платформа 7—неметаморфизованные и горизонтально лежащие осадки Cm+S на Русской платформе

a—Армориканский массив; b—Рейнские Сланцевые горы и Эйфельский массив; c—Богемский массив; d—Шварцвальд; e—Рогезы f—Центральное французское плато. g—Судеты; h—Саксонские Рудные горы i—Тюрингский лес; k—Гарц; l—m—графство Уэльс: l—область мощного кембрийского разреза, m—область маломощного кембрийского разреза; n—Черная гора

палеозойских структур, тем больше таких «неожиданных», но вполне закономерных находок. Состав кембрийских отложений на площади Западной Европы показан на рис. 46.

На территории Грампианской геосинклинали кембрийские отложения в большинстве случаев подверглись сильному метаморфизму и

превращены в кристаллические сланцы и кварциты, в которых органические остатки почти не встречаются; лишь в юго-восточной части ее на территории графства Уэльс, на границе с Западноевропейской геосинклинальной областью метаморфизма почти нет и фауна позволяет стратиграфически подробно расчленил осадки.

Тип кембрийского осадконакопления в метаморфизованной зоне демонстрирует разрез Трондъемской мульды южной Норвегии. В нем выделяются две толщи: нижняя, так называемая спарагмитовая¹, слагается мощными немymi грубозернистыми кварцитами; верхняя — сланцами серо — серо-зелеными, графитсодержащими слюдяными сланцами свыше 1000 м мощностью; в верхних горизонтах найдена *Dictyota*, указывающая на самые верхи S_{m3} . Тот же тип чисто терригенных свит удерживается и в остальных частях метаморфизованной полосы.

В Уэльсе, за пределами метаморфизованной зоны, кембрий расчленяется подробнее. В основании его на протерозое несогласно лежат конгломераты, за которыми следуют песчаники и сланцы с остатками *Olenellus*; это георгийский отдел в 500 м мощностью. Акадский отдел (800 м), представлен более тонкозернистыми песчаниками и сланцами, в которых по остаткам *Paradoxides* различают пять палеонтологических зон. Выше идут плитняки с *Lingula* около 1500 м мощностью, представляющие собой осадки прибрежной зоны; хотя *Olenus* и не был найден, все же плитняки (по стратиграфическим соображениям) относят к верхнему кембрию.

Интересно, что вкрест простирания структур на довольно близком расстоянии от предыдущего разреза, — в холмах Малверн (*Malvern Hills*), к югу от Бирмингама, — этот мощный разрез переходит в очень маломощный, всего в 200—400 м. Здесь также представлены все три отдела кембрия, но в более прибрежной фации — со следами перерывов внутри толщи. Очевидно, этот разрез располагается на краю какой-то древней позитивной, т. е. слабо погружавшейся, площади — древнего острова, входившего в состав Грампианской геосинклинали; таких островов, надо думать, внутри Грампианской зоны было много; разрушение их питало обломочным материалом глубоко погружавшиеся межостровные впадины (вроде Трондъемской мульды и котловины северного Уэльса).

К югу от Грампианской геосинклинали, на территории Западной Европы для всего палеозоя можно, вслед за С. Бубновым, выделить три структурные зоны, резко различавшиеся по своей истории (см. рис. 46). Северная, или Среднеевропейская, зона охватывает крайний юг Англии (Корнуэлс), Бретань, Эйфельские и Рейнские Сланцевые горы, Гарц, Пихтовые горы, Судеты и Польские горы; среднюю, или Молданубскую, зону образуют: Центральное Французское плато, Шварцвальд, Еогезы, Богемский массив; южная полоса обнимает Пиренеи, юг Центрального французского плато (Черная гора), Балеарские острова, Сардинию, Альпы, Карпаты.

В центральной полосе кембрийские осадки известны всего в одной точке — в центре Богемской глыбы. Здесь на архее несогласно располагается толща конгломератов и граувакк до 1200 м мощностью, условно относимая к нижнему кембрию; выше следуют черные сланцы мощностью 100—150 м с многочисленными трилобитами (*Paradoxides*, *Conocozyphus*, *Agnostus* и др.) среднекембрийского возраста и затем вновь толща немых песчаников и конгломератов до 350 м мощностью, увенчанная эффузивными накоплениями. Таким образом, море достоверно существовало в Богемии лишь в среднекембрийское время. Палеогеогра-

¹ Спарагмитовая толща частично может относиться еще к концу протерозоя.

фия остальной (большей) части Молданубской зоны неизвестна, но, судя по косвенным признакам¹, эта зона, видимо, представляла собой сухопутную, вероятно, гористую, область, разрушавшуюся и питающую своими обломками соседние территории.

В среднеевропейской полосе кембрийские отложения установлены в составе почти всех перечисленных выше кряжей, в нее входящих, но сохранились лишь обрывками. Не останавливаясь на подробной характеристике этих обрывков, скажем лишь, что всюду они слагаются исключительно обломочными породами: кварцитами, глинистыми (филлитовыми) сланцами и прослоями конгломератов. Иногда (как в Польских горах) разрез образован толщами флишевого типа, т. е. часто перемежающимися тонкими песчаными и глинистыми породами. Стратиграфически в обрывках представлены все отделы кембрия, причем в Бретани верхнему кембрию подчинены прослои эффузивных пород. Существенно, что в Бретани кембрийские породы налегают на протерозой несогласно и от силура также отделены поверхностью размыва. Очевидно, в самом конце протерозоя здесь (и в других местах Среднеевропейской зоны?) были приподнятые складчатые участки, которые лишь в ходе кембрийской трансгрессии погрузились под уровень моря и накопили толщу обломочных пород. В конце кембрия последовали новые поднятия.

В Средиземноморской полосе кембрийские разрезы известны в Испании, на Черной горе, на Балеарских островах и на о. Сардинии. Отличительную черту их составляет появление среди песчано-глинистых фаций карбонатных пород—известняков и доломитов с археоциатами и трилобитами частью в георгийском, главным же образом в академском отделе. На западном продолжении зоны (в Марокко) в нижнем кембрии известны эффузивные породы.

В целом территория Западной Европы представляла собой в кембрии своеобразный участок моря, видимо, изобиловавший островами, среди которых особенно выделяется площадь Молданубской зоны; разрушение островов и определило терригенный характер кембрийской седиментации.

На Урале кембрийские отложения выделяются пока в значительной мере условно в составе метаморфизованных пород центральных частей кряжа; фауна археоциат St_2 найдена лишь на крайнем юге Урала и на Новой Земле.

Область Казахстана, Алтая и Салаиро-Саянской дуги среди других геосинклинальных площадей выделяется обилием эффузивов и развитием мощных карбонатных толщ. Кембрийские отложения Казахстана, особенно западного, Салаира и Саяна, лежат на докембрии несогласно, но в Алтае, возможно, образуют с ним единое целое. Разрез сильно варьирует и лучше известен для более восточной салаиро-саянской части. Нижний кембрий слагается здесь огромными толщами песчаников, сланцев, конгломератов, среди которых имеются обильные прослои и целые «формации» излившихся пород и их туфов. Известняки встречаются в виде линз и прослоев, обычно немые или с остатками водорослей. К среднекембрийской эпохе относят мощную толщу серых и темных известняков, которым подчинены отдельные пачки эффузивов и иногда кремней. Известняки также обычно немые, но иногда в них встречаются прослои с обильной фауной трилобитов (*Dorypyge* и др.), археоциатов, водорослей (*Collenia*); последние образуют целые рифовые горизонты. В Восточном Саяне с ними связано недавно открытое месторождение бокситов, в Горной Шории—месторождение марганцовых руд. Верхнекембрийские отложения слагаются вновь обломочно-эффу-

¹ Главным образом по общему тектоническому анализу западноевропейских горных сооружений (С. Бубнов).

зивной толщей почти без фауны. В это время область Салаиро-Саянских дуг и продолжение ее в Прибайкалье испытывает горообразование (салаирская орогеническая фаза). Море почти оставляет территорию, а разрушающиеся горные участки питают обломочным материалом не только котловинные участки внутри геосинклинали, но, как увидим ниже, и обширные прилежащие части Сибирской платформы.

В Казахстане, как можно судить по разрезу хребта Чингиз-Тау (на крайнем юго-востоке), также много обломочных осадков и эффузивов, но карбонатных пород уже мало. В хребте Кара-Тау, тяготеющем геологически к Казахстану, с известняками основания St_2 связано крупнейшее месторождение фосфоритов. На площади Казахстана также имела место салаирская фаза складчатости, зафиксированная угловым несогласием в хребте Чингиз-Тау.

В южных дугах Тянь-Шаня (Туркестанский хребет), а также в близлежащих Гималаях (Кашмир, область Спити) кембрийские отложения весьма сходны между собою в том отношении, что слагаются почти исключительно обломочными фациями: песчаниками и сланцами, обычно темносерыми и зелеными. В породах Спити и Кашмира обнаружена обильная фауна трилобитов (*Dicellocephalus*, *Microdiscus*, *Ptychoparia* и др.), указывающая на наличие St_3 и St_2 ; нижний кембрий палеонтологически не доказан, но, несомненно, существует (песчаники со следами — трубками — червей).

В Южном Китае (провинции Юннань и Тонкин) и в Индо-Китае разрез георгийского отдела представлен переслоями глинистых сланцев и кварцитов с богатой фауной трилобитов (*Redlichia*, *Palaeolenus*, и др.) и брахиопод (*Obolus*). Средний и верхний кембрий слагаются преимущественно известняками, тоже богатыми фауной (*Agnostus*, *Anomocare* и др.). Мощность разреза значительна.

Отделяясь от Индо-Китая длинным «пустым» промежутком, следует последний Южноавстралийский геосинклинальный район. Кембрийские отложения здесь образуют две фациально различных полосы. Одна из них, примыкающая непосредственно к платформе и располагающаяся на территории хребтов Пфлидерс и Мак-Донэлл, характеризуется мощнейшим разрезом чисто осадочных пород. В основании его лежит тиллит, настоящая валунная глина, указывающая на наличие оледенения в конце протерозоя. За тиллитом следует огромная толща песчаников и сланцев со скудной фауной, а затем — красные сланцы, переслаивающиеся с кварцитами и известняками — водорослевыми, трилобитовыми, брахиоподовыми и археоциатовыми. Один из пластов археоцитового известняка имеет мощность до 100 м и прослеживается от гор Пфлидерс до хребта Мак-Донэлл на протяжении свыше 1000 миль. Это по М. Жинью, один из крупнейших рифов, известных в истории Земли. По фауне породы относятся к нижнему и среднему кембрию. С внешней стороны зона осадочных геосинклинальных пород оконтуривается полосой мощной эффузивно-осадочной формации, протягивающейся из Тасмании в штаты Викторию и Квинсленд и вмещающей, повидимому, все отделы кембрия, хотя фаунистически установлен лишь средний кембрий. Основные и кислые лавы здесь переслаиваются с известняками, кремнистыми сланцами и радиоляриевыми яшмами.

Таков в самых крагких чертах состав кембрийских осадков геосинклинальных зон Евразии.

Для раскрытия истории, зашифрованной в описанных разрезах, существенное значение имеет выяснение характера нижнего контакта кембрийских отложений. На ряде участков (Западноевропейское поднятие, Казахстан, Салаиро-Саянская зона, Спити) установлено, что кембрийские отложения залегают на докембрии несогласно и трансгрессивно. Но

в других местах (к северу и югу от Западноевропейского поднятия, на Урале (?), на Алтае, в Индо-Китае) имеет место, повидимому, постепенный переход. Такие соотношения показывают, что геосинклинальные зоны Старого света были в самом конце докембрия сложными геоморфологически площадями. Приподнятые континентальные участки чередовались со значительными впадинами, где находились морские водоемы и где седиментация на грани протерозоя и кембрия не прерывалась. Возможно, что поднятия даже преобладали над впадинами.

Вслед за такой геократической эпохой конца докембрия в самых различных частях геосинклинальной зоны начались обширные погружения и уже в нижнем кембрии она приобрела характерный облик морской области. Важно отметить, что в георгийскую эпоху среди осадочных пород повсеместно преобладают обломочные фации и часто крупногальчатые конгломераты. Это указывает, видимо, на то, что геосинклинальное море изобиловало островами, денудация которых питала соседние депрессии. В среднекембрийское время на многих крупных площадях (Сардиния, Марокко, Салаиро-Саянская зона, Южный Китай и Индо-Китай) часто образовывались мощные карбонатные толщи. Очевидно, трансгрессия моря здесь достигает своего максимума, острова сходят на-нет или почти на-нет, а остающиеся становятся низменными, что и объясняет дефицит в притоке обломочных частиц. В верхнекембрийское время на некоторых — весьма немногих — участках (Салаиро-Саянская зона, частично Казахстан) имеет место локальное складкообразование и поднятия. Восходящие движения фиксируются в отдельных пунктах и вне проявлений орогенеза, например в Бретании. Таким образом, ниже- и среднекембрийская трансгрессия в геосинклинальной области Старого света сменяется в верхнем кембрии некоторой регрессией, с которой хронологически совпадают местное складкообразование и проявление интрузий.

Характерную черту геосинклинальных зон Евразии составляет то, что их колебательные движения сопровождались довольно интенсивными эффузиями основных и средних лав, особенно обильными в Казахстане, Салаиро-Саянской зоне и на юге Австралии. Истинные площади кембрийского вулканизма, однако же, вероятно, значительно больше, чем мы это знаем сейчас.

3. Русская платформа

Отложения кембрийского возраста занимают на Русской платформе относительно небольшое пространство на южной части Балтийского щита (Швеция, Прибалтика — до Ленинграда и несколько восточнее) и в прилегающих к ней с юга районах. Строение их показано на рис. 47.

Полный разрез кембрия имеется лишь на западе в южной Швеции и на о. Гогланде, где уцелели осадки всех трех его отделов. Кембрийские отложения располагаются здесь на резко размытой поверхности докембрия и начинаются песчаником — сперва кварцевым, затем кварцево-глауконитовым (30—50 м). В нижней части этого песчаника встречаются отпечатки растений (*Eophyton*), медуз и раковинки брахиопод, а в верхней — панцири *Holmia*, указывающие на нижнекембрийский возраст песчаника. Над песчаником лежит значительная (до 75 м) толща черных, богатых органическим веществом и пиритом глин с обильной фауной трилобитов. Среди последних внизу глинистой толщи встречается *Paradoxides*, вверху — *Olenus*, указывающие, что включающие их породы принадлежат к среднему и верхнему кембрию. Количество и сохранность трилобитовой фауны здесь таковы, что позволили шведским геологам разбить всю толщу глин на 12 горизонтов, каждый из которых харак-

теризуется своими видами трилобитов. Вверху глинистая толща согласна и без перерыва сменяется осадками нижнего силура.

Восточнее, в области Прибалтики, разрез выглядит иначе. Нижнекембрийские отложения начинаются значительным (до 75 м мощностью) горизонтом песчаников и конгломератов без органических остатков. За ними следует так называемая синяя глина, весьма пластичная, несмотря на свою древность, порода, почти лишенная органических остатков, но кое-где все же содержащая *Olenellus*. Верхний пласт слагается эофитоновым песчаником, сходным со скандинавским, также с отпечатками медуз.

Вышележащие отделы кембрия в Прибалтике отсутствуют и $Ст_1$ перекрывается непосредственно осадками нижнего силура, лежащими на размытой поверхности георгийских пород. Но в гальках нижнесилурийского конгломерата сохранились *Paradoxides* и *Olenus*, и мы должны

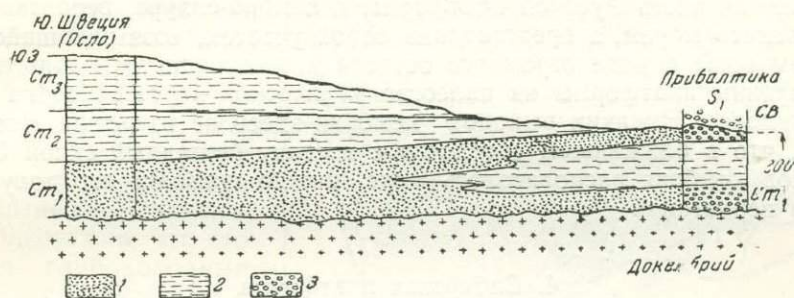


Рис. 47. Схема строения кембрийских отложений Балтийского щита
1—пески с *Olenellus*; 2—глины; 3—конгломераты, в конгломератах основания S_1 галька пород $Ст_2$ и $Ст_3$ с *Paradoxides* и *Olenus*

думать, что в прошлом в Прибалтике отлагались осадки также среднего и верхнего кембрия, но были уничтожены эрозией еще в предсилурийское время.

Соотношения скандинавского и прибалтийского разрезов показаны на рис. 47. Палеогеографический смысл этого профиля прост.

Так как осадки кембрия лежат на резко размытой поверхности архея, то, очевидно, кембрийская история платформы открывается трансгрессией моря вдоль северо-западной границы ее. Судя по широкому развитию здесь георгийских осадков, трансгрессия в основном совершилась уже в нижнекембрийскую эпоху, причем море, заняв область Швеции и Прибалтики, оказалось здесь затем весьма устойчивым и сохранилось до конца кембрийского периода. В нижнекембрийское время это был, повидимому, весьма мелководный бассейн (пески и лишь частью глины), в средне- и верхнекембрийскую эпоху—несомненно более глубоководный (глины, обогащенные органическим веществом). В самом конце кембрия в размерах бассейна произошли изменения. В то время как западная его половина продолжала спокойно существовать (здесь осадки кембрия постепенно переходят в осадки силура), на востоке в Прибалтике имели место, повидимому, значительные по площади поднятия, вызвавшие отступление моря и резкий размыв только что отложенных осадков (уничтожение толщи среднего и верхнего кембрия).

Районом, откуда пришла в Прибалтику нижнекембрийская трансгрессия, могла быть только, непосредственно располагающаяся к западу Грампианская геосинклиналь и область Центральной Европы, где морской режим существовал еще и в конце протерозоя и в течение всего кембрия.

Существенно иначе выглядела центральная часть платформы. Ее отличительная особенность заключается в том, что никаких осадков кембрия здесь до сих пор не известно. Больше того, имеются указания, что этих осадков здесь, повидимому, и не отлагалось. Всюду в этой полосе девонские отложения налегают непосредственно на докембрий. Такие соотношения наблюдаются на участке между Онежским озером и устьем Северной Двины. То же в бассейне Дона, где выходит девон; то же и в Донбассе. Буровые скважины, проведенные в Москве, у Сызрани и у Туймазов (120 км к западу от Уфы), под девоном встретили архейские породы. Здесь не имеется ни ничтожных островков морского кембро-силура, ни малейших остатков переотложенной кембро-силурийской фауны в основании девонских отложений, словом, ни одного из тех явлений, которые обычно наблюдаются при размыте более древних пород до отложения пород более новых. Отсюда вытекает, что центральная часть Русской платформы в кембро-силуре, вероятно, и не покрывалась морем, а представляла собой участок, возвышавшийся над уровнем воды в виде огромного острова или континента. 1. Доль восточной окраины платформы на палеогеографической карте показана узкая полоса моря. Никаких выходов кембрия здесь не известно. Но если учесть, что в ближайшем соседстве к востоку (западный склон Урала) в период кембрия располагалось море, можно признать это допущение весьма вероятным.

4. Сибирская платформа

На сибирской платформе кембрийские отложения распространены гораздо шире. Как видно из рис. 48, они занимают обширную площадь на севере, в бассейне рек Анабары, Хатанги, Оленека, покрывая здесь поверхность Анабарского архейского массива; огромная полоса их протянулась вдоль западного и южного края платформы от Енисейского края к оз. Байкал и отсюда по р. Лене на Алданское плато почти до устья р. Вилюя; площади меньшего размера расположены по нижнему течению р. Енисея и по р. Вилюю. Все перечисленные места являются областями, где докембрийский фундамент приподнят; промежуточные же площади — центральные части платформы — представляют собой области глубоких мульдообразных прогибов. Поскольку кембрийские отложения на выходах не дают никаких указаний на выклинивание по направлению к прогибам, нужно думать, что и мульды на глубине выстланы кембрийскими породами. Иными словами, покров кембрийских пород одевает Сибирскую платформу всю целиком. Отдельные разрозненные выходы кембрийских отложений внутри прогибов, приуроченные к мелким куполам, подтверждают этот вывод.

Строение кембрийских отложений Сибирской платформы сложно. Ознакомление с ними удобно начать с разреза по среднему течению р. Лены от устья р. Пеледуя до р. Синей.

В основании стратиграфической колонки кембрия на размытой поверхности архея обычно лежит небольшой пластик мелкогалечного конгломерата, в одном месте (низовья р. Большой и Малый Патом) раздувающийся в значительную толщу; за ним следуют кирпично-красные глины и мергели, то немые, то с обильной фауной археоциат (р. Синяя). Выше располагаются известняки и доломиты, по большей части белые или серые, розоватые или зеленоватые, то массивные, то плитчатые и толстослоистые, иногда брекчиевидные. Чаще всего известняки эти палеонтологические немые, но в отдельных прослоях встречаются водоросли типа *Collenia*, археоциаты, реже трилобиты и

брахиоподы; порою эти организмы переполняют породу, образуя археоциатовые или водорослевые рифы. Это, несомненно, морские и притом весьма мелководные образования, частью типа пластообразных коралловых рифов, частью типа известковых илов современной Багамской отмели. В среднем течении р. Лены от р. Ботомак до р. Синой и по самой р. Синой развиты черные и серые битуминозные известняки, иногда настолько обогащенные органическим веществом, что переходят в горючие сланцы. В битуминозных известняках нет уже ни водорослей, ни археоциат, но встречаются многочисленные трилобиты (*Agnostus*, *Protolenus*), крылоногие моллюски (*Hyolithes*) и примитивные брахиоподы. Возможно, что это более глубоководные осадки сравнительно с указанными выше светлыми водорослевыми и археоциатовыми известняками.

Среднекембрийские породы на всей описываемой площади однообразны и представлены главным образом светлыми, белыми и серыми известняками, сходными с нижнекембрийскими. Они также то немые, то содержат обильную фауну археоциат, многочисленных и разнообразных трилобитов (*Agnostus*, *Anomocare*, *Ptychoparia*, *Dorypyge* и др.), брахиопод (*Obolus*, *Lingula*), скопления шарообразных и плоских плейчатых секретий водорослей (*Collenia* и др.). В верхних горизонтах известняковой толщи резко проявляется доломитизация и местами обнаруживаются прослой гипса.

Верхнекембрийские отложения сохраняются главным образом на участках, граничащих с прогибами платформы, по южному же ее краю они размыты. Они резко отличаются от подстилающих пород и слагаются красными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков, местами гипсов; на площади прогибов в них имеется, по видимому, и каменная соль. Фауна скудная и встречается редко, преимущественно в известняках, реже песчаниках и глинах (*Lingula*, *Obolus*, колпачкообразные гастроподы, водоросли).

Общая мощность кембрийских пород около 1200—1500 м.

На других участках платформы описанный разрез претерпевает изменения, иногда довольно существенные. Вдоль юго-западного края платформы, от оз. Байкал до Енисейского края, нижнекембрийские



Рис. 48. Распространение кембрийских отложений на Сибирской платформе.

1—выходы Ст на поверхность, 2—вероятное распространение Ст под покровом более молодых пород, 3—метаморфизованные кембрийские отложения

отложения, повидимому, целиком переходят в красноцветную песчано-глинистую пачку. В песчаниках, то кварцевых, то аркозовых, разной крупности зерна, нередко диагональная слоистость и волноприбойные знаки; в глинах встречаются трещины высыхания; фауна отсутствует полностью. Такого рода породы в самой краевой полосе платформы слагают нижний кембрий целиком; по р. Иркуту у г. Усолья с верхами красноцветной пачки связано месторождение каменной соли промышленного значения. По мере перехода от края платформы к ее внутренним частям в составе разреза начинают появляться известняки. В пределах прогиба кембрийские отложения, повидимому, уже приближаются по составу к нижнему кембрию ленского разреза. Среднекембрийские и верхнекембрийские отложения заметных отличий от ленских не имеют.

На северо-западе платформы, по р. Сухой Тунгуске, в ядре крупной антиклинали выходит кембрий, слагающийся исключительно известняками с фауной обычного типа. По мнению С. В. Обручева, эти известняки относятся не только к среднему, но и к верхнему кембрию. Таким образом, в отличие от южных областей платформы, верхний кембрий на северо-западе из красноцветной песчано-глинистой фации переходят в чисто карбонатную морскую.

На Анабарском массиве, по южной его окраине (р. Оленек) весь разрез кембрия слагается мощными известняками с обычными для них органическими остатками (водорослями, трилобитами, археоциатами); с приближением к центральной части (выходу архейского фундамента) мощность разреза убывает, известняки постепенно замещаются красноцветными песчано-глинистыми породами и, наконец, вблизи выходов архея полностью в них переходят. Раньше эти красноцветные породы рассматривали, как относящиеся лишь к нижнему кембрию, но по мнению Рожкова и Мура, они слагают весь кембрийский разрез.

При рассмотрении—на основании изложенных данных—кембрийской истории Сибирской платформы необходимо иметь в виду, прежде всего, что всюду, где был виден контакт кембрия с породами фундамента, оказывалось, что кембрийские осадки лежат несогласно на резко размытой поверхности протерозоя и архея. Это значит, что в самом конце протерозоя Сибирская платформа, подобно Русской, была поднята над уровнем моря и представляла собой континент. Но уже с нижнекембрийского времени началось погружение и почти на всем своем протяжении платформа была залита морем. Во второй половине S_{T1} на ней установилось распределение фаций, изображенное на рис. 49. По юго-западному краю платформы протягивалась узкая зона песчано-глинистых красноцветных пород без фауны, являющаяся, вероятно, континентальными и частью лагунными осадками (у Усолья — соли); источником обломочного материала служили, повидимому, внутригеосинклинальные поднятия на юге. Севернее параллельно этой полосе широкой лентой тянулась вторая зона — переслаивающихся красноцветных пород и известняков с морской фауной, вероятно, область верхней части шельфа, куда с юга еще доставлялось много обломочного материала. Центральные части платформы (области современных прогибов) были заняты чисто карбонатными фациями, участки которых мы находим теперь в разрезах по р. Лене и по южной окраине Анабарского массива. На самом Анабарском массиве отложения вновь переходили к северу в красноцветную континентально-лагунную фацию. Таким образом, площадь Сибирской платформы уже в нижнекембрийское время была покрыта огромным плоским и в большинстве случаев весьма мелковод-

ным морем с чистой светлой водой, в котором обитали многочисленные водоросли, археоцаты, трилобиты, брахиоподы, гастроподы и часто росли водорослевые и археоциатовые рифы. Лишь в более глубоких местах накопились известняковые илы с повышенным содержанием органического вещества; здесь водорослей и археоциат уже не было, но обитали многочисленные трилобиты и примитивные брахиоподы.



Рис. 49. Фации нижнего кембрия на Сибирской платформе

1—известняки водорослевые и археоциатовые; 2—обломочные (частью красноцветные) морские, иногда лагунные и континентальные осадки (пески, глина), 3—красноцветные, преимущественно континентальные осадки, 4—осадки в геосинклиналях

В среднекембрийское время в осадконакоплении намечаются характерные сдвиги. Карбонатные осадки, оставаясь по типу теми же, что раньше, занимают не только срединную часть платформы, но распространяются повсеместно, исключая крайний северо-восток — Анабарский массив, где красноцветные фации еще сохраняются. Это указывает, что в среднекембрийскую эпоху трансгрессия, начавшаяся в нижнем кембрии, продолжалась и достигла своего максимума. Континентальные участки на юге ее, существовавшие в нижнем кембрии, были затоплены; поступление обломочного материала резко сократилось и известковые илы получили, естественно, повсеместное распространение.

Палеогеография верхнего кембрия (рис. 50) заметно отличается от среднекембрийской. На обширных пространствах юга и юго-востока платформы отлагается масса красноцветных пород, повидимому, за счет разрушения геосинклинальных, в ту пору резко поднявшихся, участков Саян и Прибайкалья, примыкавших с юга к платформе.

Судя по фауне и типу пород, эти красноцветные верхнекембрийские осадки отлагались частью в море, частью же на поверхности поднимающихся в это время среди него континентальных площадей—в их озерах, такырах, лагунах. Только на северо-востоке, в низовьях р. Лены и по р. Оленеку, и на северо-западе, по р. Енисею, море уцелело и продолжалось накопление карбонатных осадков. Все это свидетельствует о том,

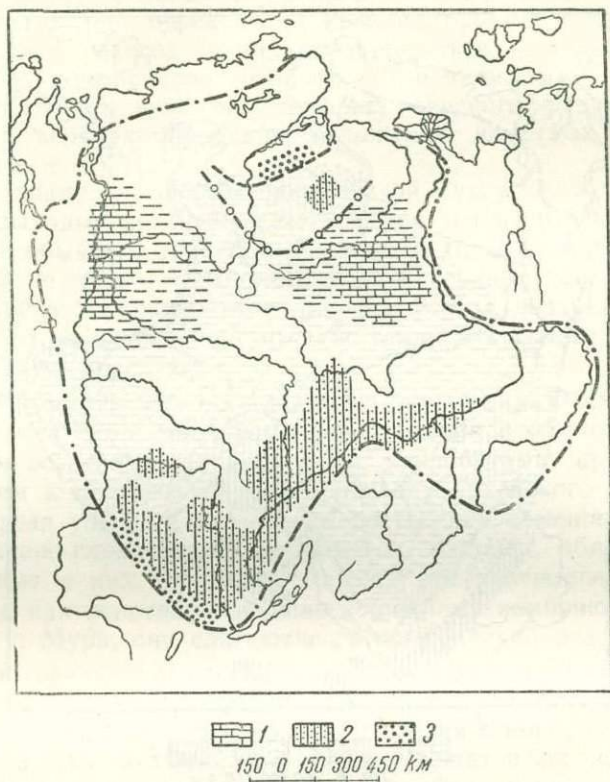


Рис. 50. Фации верхнего кембрия на Сибирской платформе
 1—известняки; 2—красноцветные, главным образом лагунные и частью морские осадки; 3—красноцветные континентальные отложения

что в эпоху St_3 Сибирская платформа испытывала некоторое поднятие и связанную с ним регрессию моря.

В целом же за кембрийское время Сибирская платформа совершила как бы одно длительное и сложное колебательное движение — сначала вниз, что вызвало трансгрессию моря в нижнем и в среднем кембрии, а затем вверх, что повлекло за собой некоторую регрессию морских вод в верхнем кембрии.

5. Китайская платформа

На Китайской платформе кембрийские отложения также пользуются широким распространением и в свое время, вероятно, покрывали ее всю. Характер разреза, породы и фауна весьма напоминают отложения Сибирской платформы. Лучшие разрезы происходят из провинций Шаньдун, Чжили, Шаньси.

Нижнекембрийские породы везде залегают на размытой поверхности

протерозоя и слагаются толщей пестрых зеленоватых, желтоватых и бурых сланцев (сланцы Манту) с прослоями землистых известняков; в провинции Шаньси у основания их встречена пачка красных песчаников и конгломератов. В породах часто встречаются брахиопода *Obolella asiatica*, гастропода *Helcionella rugosa*, трилобит *Redlichia chinensis*. Средний кембрий образуют разнообразные известняки, часто оолитовые или органогенные, с прослоями сланцев; фауна обильна — преимущественно трилобитовая (*Ptychoparia*, *Anomocarella*, *Dorypyge* и др.); пигидии, кранидии и вообще обломки панцирей трилобитов часто переполняют породу. Верхний отдел также известняковый, но содержит местами сланцевые пачки. Известняковые конгломераты встречаются по всему разрезу и указывают на большую мелководность осадка. Трилобиты (*Uchangia*, *Pagodia*, *Ptychaspis* и др.) попрежнему главенствуют среди органических остатков.

Смысл разреза ясен. В конце протерозоя Китайская платформа была континентом, но с начала нижнего кембрия погрузилась под уровень моря, и этот мелководный водоем удержался на ней до конца кембрия и перешел в силу. Мощность осадков достигает 500 м.

6. Гондванская глыба

Остается сказать несколько слов о громадной платформенной массе южного полушария — Гондванской глыбе.

Как видно из карты (см. приложение II, карту 1), на сохранившихся крупных обломках глыбы морские кембрийские породы лежат ничтожными обрывками вдоль ее северного и юго-восточного краев, тогда как громадные внутренние части лишены каких бы то ни было следов кембрийских отложений. Мы можем поэтому в виде рабочей гипотезы принять, что громадная Гондванская глыба в кембрийский период представляла собой в целом континент и лишь по краям — северному и северо-восточному — покрывалась местами морем.

Состав осадков этих краевых морей глыбы, лежащих везде несогласно на протерозое, во многих отношениях интересен. В северной Африке (Мавританская Сахара) к кембрию условно относят небольшую пачку доломитов со строматолитами. На юго-восток от Мертвого моря выходят маломощные песчаники, доломиты и мергели с *Paradoxides*, *Hyolithes* и другими ископаемыми среднего и верхнего кембрия. В Индии (Соляной кряж) георгийский отдел начинается пурпурными песчаниками, за которыми следуют темные песчаники и сланцы с *Redlichia*, *Neobolus*, *Hyolithes* и другими ископаемыми. Западнее Соляного кряжа среди нижнекембрийских отложений встречаются пласты гипсов. Средний и верхний кембрий здесь палеонтологически не доказаны; условно к ним может быть отнесена лежащая выше толща доломитов, перекрытых песчано-глинистой пачкой, несущей псевдоморфозы по каменной соли. В северной Австралии кембрию принадлежит значительная толща главным образом доломитов и известняков с *Redlichia* и другой фауной (С_{м1}+С_{м2}).

Из этого обзора видно, что кембрийские отложения Гондваны представлены главным образом карбонатными фациями, с которыми ассоциируются красноцветные, иногда заведомо лагунные осадки (гипсы С_{м1} Индии). Это чрезвычайно напоминает осадки северных платформ — Китайской и Сибирской. На Австралийской платформе в основании палеонтологически доказанного С_{м1} на большой площади, от гор Кимберлей до залива Карпентария, располагается мощный покров базальтовых лав. Его возраст неизвестен, но он может быть и кембрийским,

Если так, то здесь, следовательно, на заре кембрийской истории на поверхность платформы излилась значительная масса основной магмы. Это единственный для всех кембрийских платформ факт и вместе с тем первое в истории проявление вулканизма на платформах вообще.

7. Северная и Южная Америка

Перейдем теперь к краткой характеристике кембрийских отложений и истории континентов Нового света — Северной и Южной Америки.

Наиболее распространены и лучше всего изучены кембрийские отложения на площади Североамериканского континента.

Нижнекембрийские (георгийские) осадки установлены здесь в области Кордильерской и Аппалачской геосинклиналей и полностью отсутствуют на платформе.

В Кордильерской геосинклинали нижний кембрий слагается песчаниками со скудной фауной трилобитов и брахиопод; сверху они сменяются глинистыми сланцами и известняками с *Olenellus*, *Agraulus* и другими трилобитами. Вблизи платформы эти нижнекембрийские толщи располагаются несогласно на протерозойских и, следовательно, возникли в результате нижнекембрийской трансгрессии моря. Но на ограниченной площади в штатах Калифорния и Невада имеются участки, где нижний кембрий связан с протерозоем непосредственным переходом (в Иуго-Калифорнии) и нижнекембрийские пески лежат прямо на известняках протерозоя. В этих местах постепенного перехода от докембрия к кембрию найдена древнейшая нижнекембрийская фауна с трилобитом *Nevadites*, полностью отсутствующая в других местах Кордильер и Аппалачей и на других участках земной коры.

В Аппалачской геосинклинали петрографический тип осадка сходен с кордильерским. Несогласно на протерозое здесь располагается огромная толща песчаников и кварцитов, переслоенных глинистыми сланцами; в верхней части появляются известняки и доломиты с кремнями. Фауна обычно скудная: *Hyolithes*, *Microdiscus* и др. По Грабау, наблюдается общая тенденция к сосредоточению песчаных и, особенно, конгломератовых осадков в восточных частях выходов нижнего кембрия; западнее возрастает роль карбонатных фаций. Это указывает с несомненностью, что в центральных частях Аппалачской геосинклинали были поднятия — острова, питавшие ее обломочным материалом. Заслуживает внимания наличие на северо-востоке Аппалачей, в области Новой Англии, значительных масс основных эффузивов.

Для понимания хода трансгрессии в Аппалачах важна одна фаунистическая подробность нижнекембрийских осадков этой зоны. В ней различаются две полосы: западная и восточная. Западная, обнимающая фактически почти всю площадь Аппалачей, характеризуется типичной тихоокеанской фауной с *Olenellus*; сюда, следовательно, море пришло не со стороны Атлантического, а со стороны Тихого океана. Восточная полоса приурочена к крайнему северо-востоку Аппалачей и охватывает восточный Массачусетс, область мыса Бретона и восточный Ньюфаундленд. Здесь фауна типично атлантическая, т. е. североευропейская и, следовательно, сюда море должно было притти с востока. Близкое соседство двух резко различных фаун, без переходов между ними, объясняют обычно наличием сухопутного барьера в осевой части геосинклинали. Разрушение этого барьера эрозией и дало толщи обломочных нижнекембрийских пород Аппалачей.

В среднекембрийскую эпоху море впервые в Северной Америке переступает границу платформы и образует вдоль южной ее оконечности

узкую кайму. В Кордильерской и Аппалачской геосинклиналях в это время накапливаются громадные (сотни метров) толщи карбонатных пород — известняков и доломитов, с подчиненными прослоями глинистых сланцев и кремней; на платформе в области трансгрессии — весьма маломощные (в десятки метров) кварцевые пески с *Lingula*, *Obolus*, следами ползания червей и т. д. Очевидно, располагавшийся за пределами моря континент был чрезвычайно низменным, с ровным «дряхлым» рельефом и с чрезвычайно медленно протекавшими денудационными процессами, что и нашло отражение в ничтожном выносе с него обломочного материала. Американские геологи полагают, что среднекембрийские пески возникли в результате перемыва обломочных пород, накопившихся на платформе в континентальных условиях конца протерозоя и начала кембрия. Затопленные морем участки платформы характеризовались чрезвычайно мелководьем, что видно из характера осадка и заключенной в нем фауны.

В верхнекембрийскую эпоху трансгрессия достигает максимума и море заливают уже почти всю юго-западную оконечность платформы до области Великих озер. Общий характер распределения фаций и зоогеографических провинций остается тем же, что и в среднем кембрии. В Аппалачской геосинклинали и на юге Кордильерской — главным образом известняки и доломиты, частью немые, частью же с *Dicellocerphalus*, шарами *Collenia* и др. На краю платформы, где море появилось еще в среднекембрийское время, в верхнем кембрии отлагаются перемежающиеся пласты глин и известняков с той же фауной, что и в геосинклинали. В областях верхнекембрийской трансгрессии образуется так называемый потсдамский песчаник, почти чисто кварцевый осадок, часто немой или с редкими *Dicellocerphalus*, *Ptichoparia*, *Lingula*, *Obolus*; прослойки глин и известняков появляются лишь в самом верху его.

С концом верхнекембрийской эпохи в области Аппалачей связывается первое появление орогенеза, захватившее крайний северо-восток геосинклинали — от штата Вермонт до Канадской границы. В формировании структуры Аппалачей эта фаза, получившая название вермонтской, существенного значения не имела.

В целом кембрийская история Северной Америки дает картину непрерывно идущего прогибания земной коры и трансгрессии моря, причем прогибание захватило главным образом геосинклинали и лишь отчасти платформу, в том южном отрезке ее, где Кордильерская и Аппалачская геосинклинальные зоны близко подходят одна к другой. Лишь в самом конце верхнего кембрия на платформе отмечается легкая волна восходящих движений, поскольку нижнесилурийские слои отделены от кембрийских небольшим перерывом; хронологически с ней совпадает вермонтская фаза на северо-востоке Аппалачей. В Южной Америке кембрийские породы известны только из геосинклинальной зоны в Боливии и Аргентине. В обоих случаях они представлены песчаниками и сланцами с трилобитами среднего и верхнего кембрия.

8. Общие черты палеогеографии и движение земной коры за кембрийский период

Мы можем теперь на основании всего изложенного составить общее представление о кембрийской палеогеографии и о движениях земной коры на площади сиалической оболочки.

В самом конце протерозоя территория современных континентов выглядела своеобразно. Все платформы без исключения стояли выше

уровня моря. Внутри геосинклиналей также очень многие участки (Аппалачи, Грампианская геосинклиналь, Центральноевропейское поднятие, Казахстан и др.) были над водой и только некоторые (Скалистые горы, прогибы к северу и югу от Молданубской зоны, Урал, Алтай, Индо-Китай) представляли собой котловины, покрытые морской водой. В целом сиаль переживала ясно выраженную геократическую фазу — т. е. эпоху преобладания суши над морем.

С начала георгийской эпохи в самых разнообразных частях геосинклиналей и платформ начинаются погружения, и морская трансгрессия уже в нижнем кембрии покрывает всю площадь геосинклинальных зон, превращая их в типичное архипелаговое (островное) море; одновременно захватываются и платформы: Сибирская и Китайская почти на всей их площади, Русская и Гондванская — по краям. В среднем кембрии трансгрессия продолжается и достигает своего максимума, что можно заключить главным образом по разрастанию площади карбонатных фаций в Кордильерах, Аппалачах, на Сибирской платформе, в Индо-Китае, на Китайской платформе и в других местах. В верхнем кембрии в одних пунктах (Североамериканская платформа) отмечается некоторый прирост моря, в других же (Сибирская и Русская платформы, Салаиро-Саянская и Прибайкальская дуги), напротив, регрессия его и в целом верхний кембрий является, несомненно, эпохой некоторого сокращения морских условий, т. е. поднятия сиаль. Таким образом, за кембрий вообще сиаль испытала одно общее громадной длительности и, вероятно, сложное в деталях, колебательное движение вниз, затем (меньшей амплитуды) вверх.

Пространственно эта волна прогибаний и трансгрессии расположилась характерно. Она захватила геосинклинали и платформы северного полушария и, насколько мы знаем сейчас, очень мало коснулась полушария южного, где Гондванская глыба устойчиво высилась как континент.

Внутри затопленной площади осадконакопление в геосинклиналях резко отличалось от платформенного. Преобладающим типом геосинклинальных осадков являются терригенные (обломочные) породы, причем конгломераты достигают часто огромной мощности; известняки, напротив, характеризуют лишь некоторые участки и отлагались здесь в ограниченные промежутки времени. Эффузивный вулканизм проявлялся в самых разнообразных участках геосинклиналей и достигал на некоторых из них (Салаиро-Саянская площадь) огромной силы. Вместе с тем в геосинклиналях накапливался ряд хемогенных продуктов — марганцовые и железные руды, фосфориты, бокситы. На платформах преобладающим типом осадков являются карбонатные; с ними ассоциируются часто красноцветные песчано-глинистые фации лагунного типа, а на Сибирской платформе и кое-где на Гондване (Индия) — галогенные отложения. Вулканизм в виде основных лавовых пород свойственен лишь небольшому австралийскому участку Гондваны и проявился здесь лишь в самом начале кембрия.

Что касается горообразовательных движений, то в кембрии они не отсутствуют совсем, но проявляются лишь на ограниченных территориях северной части Аппалачей (вермонская фаза), Казахстана (хребет Чингиз-Тау), Салаиро-Саянской и Прибайкальской дуг. Во всех этих случаях орогенез относится к верхнему кембрию (салаирская фаза) и с ним хронологически и территориально совпадает некоторая регрессия верхнекембрийской эпохи.

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СИЛУРИЙСКИЙ ПЕРИОД

1. Органический мир и руководящие ископаемые силура

(Табл. II, III, IV)

Силурийские отложения — первые, в которых сохранились достоверные остатки не только наземной флоры, но и фауны.

Растительные остатки, найденные в нижнем силуре Прибалтики, в верхнем силуре о. Готланда, в Англии и Австралии, представлены примитивными формами, сходными с псилофитами девона. Как указывалось, особенностью этой группы является отсутствие в ее морфологии разделения на три основных органа растения: корень, стебель и лист. Все растение, имевшее вид небольшого кустарника, представляло собой стебель, который выполнял одновременно функции листа в наземной части и корня — в подземной.

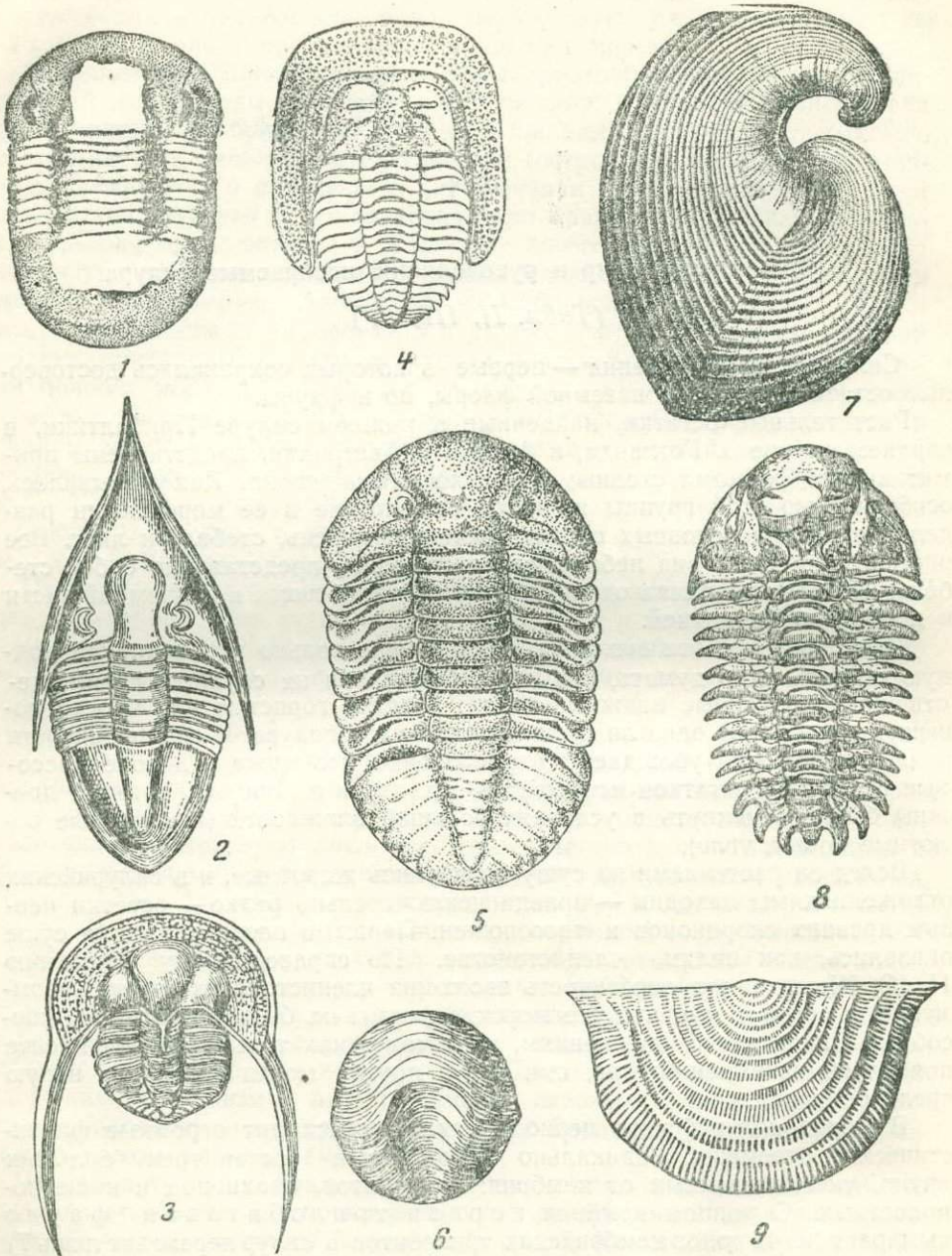
Поскольку все эти выходцы из воды еще только что покинули родную стихию, надо думать, что местом обитания их служили преимущественно пониженные влажные места; участки гористые или просто повышенные и сухие едва ли были обитаемы и в силуре. В справедливости этих соображений убеждает то наблюдение, что даже в девоне массовые скопления остатков псилофитов находятся в породах, которые должны были возникнуть в условиях большой влажности (ископаемые болотные почвы, угли).

Вслед за растениями на сушу потянулись животные, и в силурийских отложениях мы находим — правда исключительно редко — остатки первых древних скорпионов и многоножек. Первыми поселенцами на суше оказались, как видим, членистоногие. По справедливому указанию П. Ю. Шмидта, эта особенность эволюции членистоногих стоит, несомненно, в связи с тем, что все морские формы их были животными, способными к активным движениям, и поэтому, как только на континенте появилась наземная флора, они легче других могли завоевать новую среду обитания.

В морях силурийского периода также происходят огромные фаунистические перемены. Радикально обновляется состав трех больших групп, унаследованных от кембрия: трилобитов, брахиопод и кишечнополостных. С концом кембрия первая трилобитовая фауна вымирает (из 42 родов кембрийских трилобитов в силур переходят лишь 7) и в первой половине силура (или в так называемом нижнем силуре) сменяется второй трилобитовой фауной. Последняя состоит попрежнему главным образом из представителей заднешечных трилобитов, главнейшими из которых являются теперь *Asaphus*¹, *Ilacenus*, *Megalaspis*, *Niobe*, *Trinucleus*, *Aeglina*, *Ogygia*.

¹ Некоторые представители азафид очень крупны и достигают 70 см в длину.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ СИЛУРИЙСКОЙ МОРСКОЙ ФАУНЫ



1—*Iliaenus*; 2—*Megalaspis*; 3—*Trinucleus*; 4—*Harpes*; 5—*Asaphus*; 6—*Porambonites*;
7—*Pentamerus knighti*; 8—*Cheirurus*; 9—*Strophomena*

У силурийских трилобитов есть ряд характерных биологических отличий от трилобитов кембрийских. Они характеризуются всегда отчетливо выраженным пигидием, уменьшенным числом брюшных сегментов, хорошо развитыми глазами — у некоторых даже гипертрофией их — и способностью свертываться, поджимая хвостовую часть к брюху и голове. Возникновение этой новой биологической функции объясняют обычно тем, что в силурийское время у трилобитов появляются серьезные враги в виде хищных наутилоидей; свертывание панциря и было защитным приспособлением против них. Насколько верно такое объяснение, сказать трудно. К концу нижнего силура и вторая трилобитовая фауна вымирает и сменяется третьей. Эта последняя состоит преимущественно из переднешечных трилобитов наиболее важными из которых являются роды *Phacops*, *Bronteus*, *Proetus* и *Cheirurus*.

Бесшечные и заднешечные трилобиты оттесняются на задний план. Общими для второй и третьей трилобитовых фаун являются *Dalmanites*, *Calymene*, *Homalonotus*, *Acidaspis*, *Harpes*.

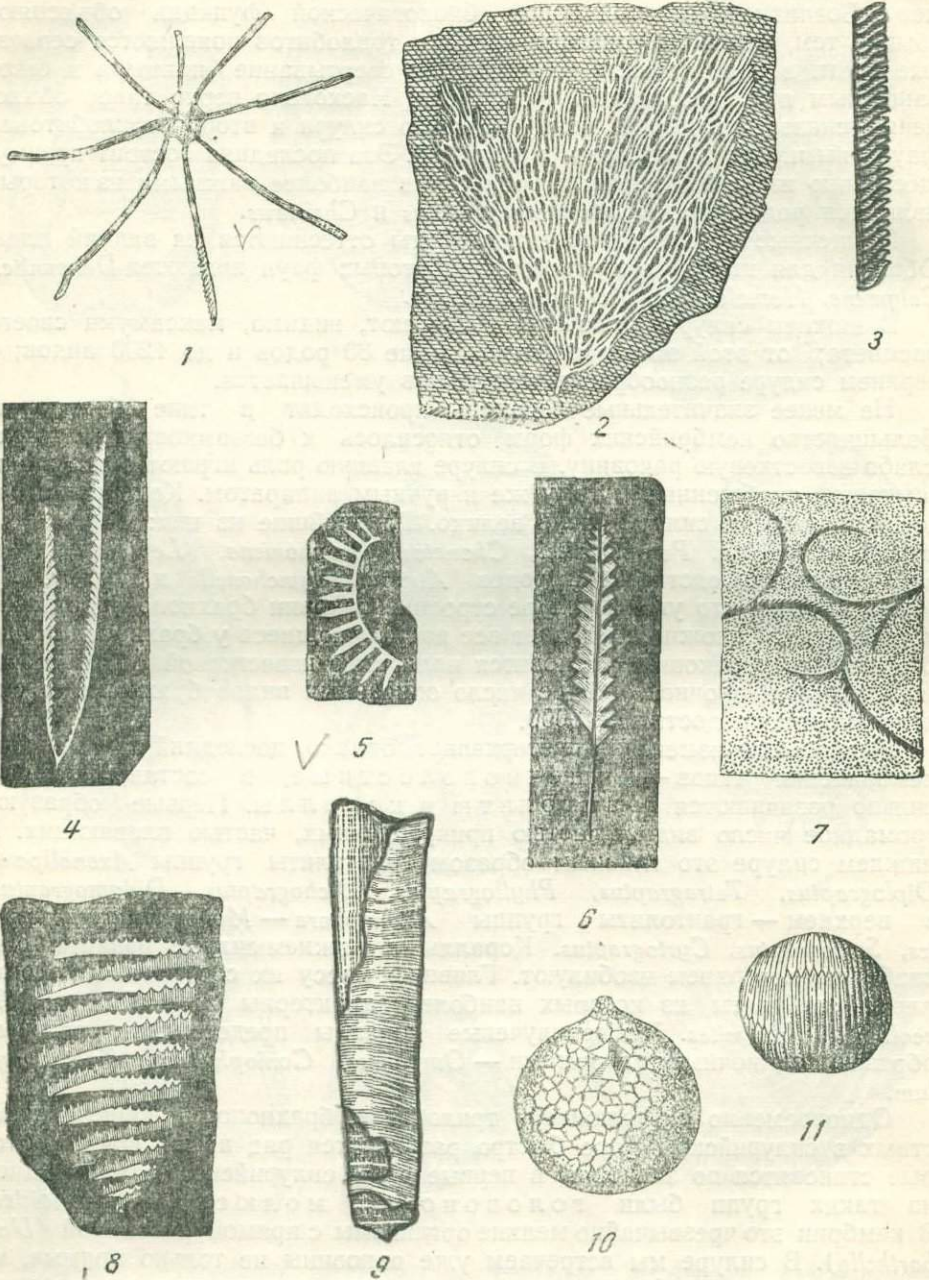
В нижнем силуре трилобиты достигают, видимо, максимума своего расцвета; от этой эпохи известно свыше 80 родов и до 1200 видов; в верхнем силуре разнообразие трилобитов уменьшается.

Не менее значительные перемены происходят в типе брахиопод. Большинство кембрийских форм относилось к беззамковым и имело слабо известковую раковину. В силуре главную роль играют брахиоподы замковые, снабженные к тому же и ручным аппаратом. Количество родов брахиопод в силуре очень велико. Главнейшие из них: *Orthis*, *Pentamerus*, *Orthisina*, *Porambonites*, *Chonetes*, *Strophomena*, *Leptaena*, *Wilsonia*, первые представители родов *Atrypa*, *Rhynchonella* и *Spirifer*. Из перечня видно, что уже в силуре строение раковин брахиопод достигает предела своей сложности и дает все наблюдающиеся у брахиопод типы. Одновременно раковина становится полностью известковой и часто весьма крепкой и прочной. Общее число описанных видов брахиопод в силуре огромно и достигает 3000.

Наибольшие изменения претерпевает, однако, последний из основных кембрийских типов — кишечнополостные, в составе которых сильно развиваются граптолиты и кораллы. Первые образуют громадное число видов, частью прикрепленных, частью плавающих. В нижнем силуре это главным образом граптолиты группы *Axonolipa* — *Diplograptus*, *Tetragraptus*, *Phyllograptus*, *Dichograptus*, *Didymograptus*, в верхнем — граптолиты группы *Axonophora* — *Monograptus*, *Rastrites*, *Spirograptus*, *Cyrtograptus*. Кораллы в нижнем силуре развиты еще слабо, но в верхнем изобилуют. Главную массу их составляют колониальные табуляты, из которых наиболее характерны роды *Favosites*, *Alveolites* и *Halysites*. Четырехлучевые кораллы представлены главным образом одиночными формами — *Omphyma*, *Goniophyllum*, *Cyathophyllum*.

Одновременно с эволюцией трилобитов, брахиопод и кишечнополостных в силурийском море быстро развивается ряд новых групп, которые становятся по значению в первые ряды силурийской фауны. Одной из таких групп были головоногие молюски — *Nautiloidea*. В кембрии это чрезвычайно мелкие организмы с прямой раковиной (*Volborthella*). В силуре мы встречаем уже раковины не только прямые, но и полусогнутые, слабо завернутые и, наконец, закрученные в совершенную спираль: *Orthoceras*, *Endoceras*, *Lituites*, *Cyrtoceras*, *Gomphoceras*, *Ascoceras*. В самом конце силура появляются и первые гониатиты, т. е. формы с усложненной лопастной линией (*Aphyllites*, *Anarcestes*, *Tornoceras*). Одновременно тело головоногих достигает крупных размеров (до 2 м — *Orthoceras*), а раковина их становится крепкой и массивной.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ СИЛУРИЙСКОЙ МОРСКОЙ ФАУНЫ



1—*Dichograptus*; 2—*Dictyonema*; 3—*Monograptus*; 4—*Dydimograptus*; 5—*Rastrites*; 6—*Dyplograptus*; 7—*Cyrtograptus*; 8—*Spirograptus*; 9—*Orthoceras*; 10—*Echinosphaerites*; 11—*Wilsonia*

Тип *Echinodermata* дает в силуре три новых класса: цистоидей, криноидей и морских ежей. Две последние группы, впрочем, развиты еще слабо; но цистоидеи испытывают в силуре расцвет и образуют множество (до 250) родов и видов (*Haplocrinus*, *Cyathocrinus*, *Melocrinus* и др.). Из них *Echinospaerites* особенно важен в качестве руководящей формы для нижнего силура. Новая группа появляется в типе членистоногих — гигантостраки; они переживали в силуре расцвет и дали огромных (до 1 м) *Eurypterus*, *Stylonurus* и *Pterygotus*. Прочие типы беспозвоночных оставили мало характерные формы. Фораминиферы представлены главным образом внутренними отливами раковинок *Rotalia*, *Textularia*, *Saccamina* и другими, известными из глауконитовых песков Прибалтики; радиолярии — 25 родами из сем. *Spumellaria*, многие из которых живут донныне; они сохраняются исключительно в яшмах и кремнистых сланцах геосинклинальных областей. Среди губок известны литистидные (*Aulocorium*, *Astylospongia*) и шестилучевые. От червей (аннелид) сохранились трубочки, а также следы их ползания; эти образования (не всегда достоверно истолкованные) описаны под наименованием *Arenicola*, *Nereites*, *Scolithus* и др. Мшанки развиты слабо. Двустворчатые моллюски относятся, как и прежде, главным образом к палеоконхам, со слабо развитым замком и тонкой раковиной (*Avicula*, *Pterinea*), или к таксодонтной группе *Nucula*, *Leda*, *Arca*, *Lunulicardium*, *Silurina*, *Cardiola* и др. Бедные видами, но богатые индивидуумами, сообщества их развиваются, повидимому, главным образом в бассейнах аномальной солености. Гастроподы разнообразнее кембрийских и представлены *Bellerophon*, *Patella*, *Capulus*, *Pleurotomaria*, *Murchisonia*, *Euomphalus* и др. К птероподам причисляют широкоразвитых в силуре *Hyalolithes* и *Tentaculites*.

Интересны формы силурийских позвоночных. Они известны под общим названием панцирных рыб и внешне (морфологически) действительно напоминали рыб с туловищем, покрытым то отдельными костными пластинками (*Birkenia*) или шипами (*Lanarkia*), то сплошным панцирем из них, одевающим голову (*Tremataspis*) или все тело (*Pteraspis*). Но это были не рыбы, а рыбообразные существа, относящиеся к боковой ветви позвоночных, так называемым бесчелюстным. От настоящих рыб они отличались отсутствием челюстей и плавников.

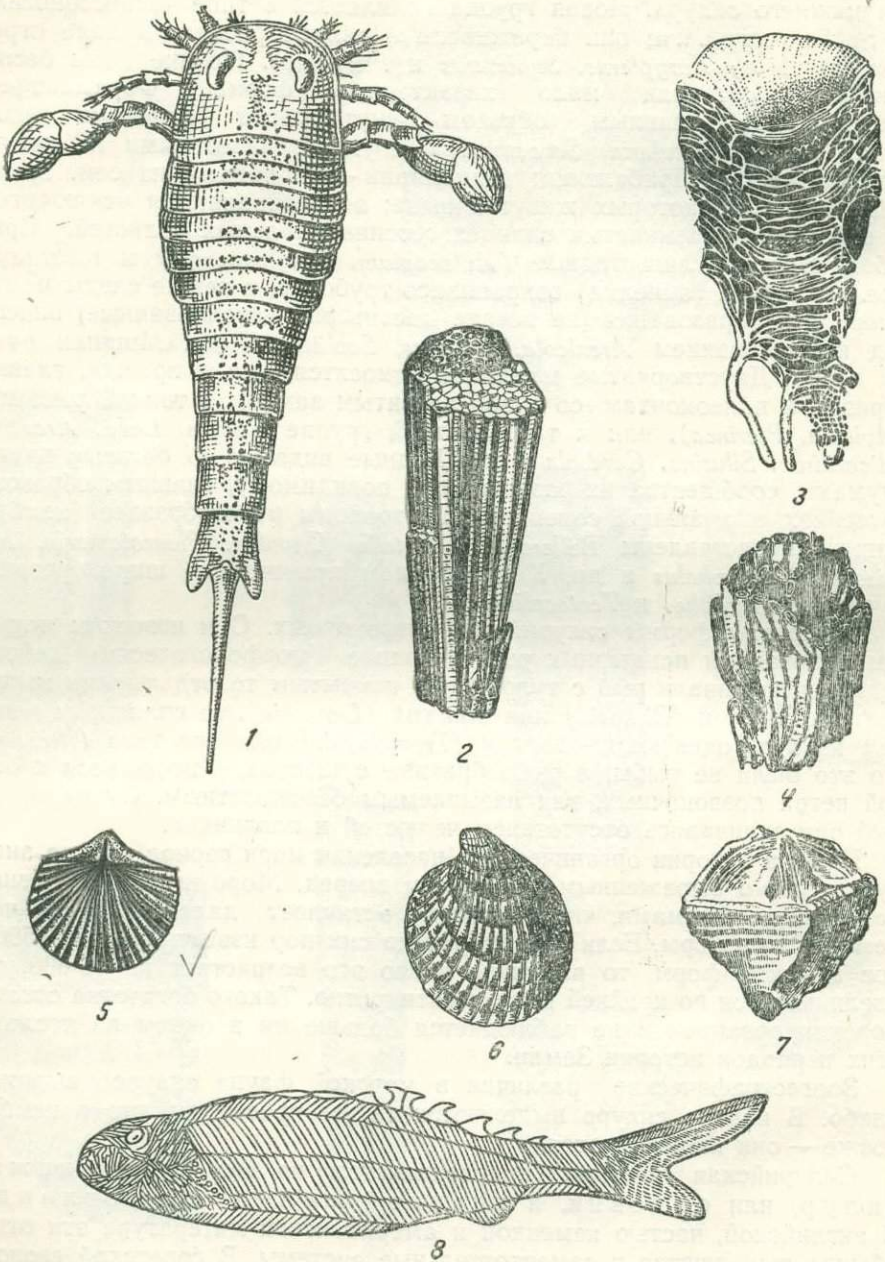
Итак, в истории органического населения моря период силура знаменуется резко выраженным движением вперед. Море изобилует разнообразнейшими формами, число которых оставляет далеко позади число кембрийских форм. Если из кембрия до сих пор известно около 1500 видов морских форм, то в силуре число это возрастает до 15 000, т. е. увеличивается по крайней мере десятикратно. Такого богатства остатков морских организмов не наблюдается больше ни в одном из последующих периодов истории Земли.

Зоогеографические различия в морской фауне силура выражены слабо. В начале силура выделяются те же провинции, что в кембрии, позже — они нивелируются.

Силурийская система подразделяется на два отдела: нижний силур, или ордовик, и верхний силур, или готландий. В английской, частью немецкой и американской литературе эти отделы обычно выделяются в самостоятельные системы. В советской геологии, однако, такое деление не принято, и до сих пор еще в ходу старое понимание силура, как единого целого.

Ордовик в Европе подразделяется на четыре яруса: тремадокский, аренигский, лландейльский, карадокский; готландий — также на четыре яруса: валентский (лландоверский), уинлокский, лудловский и даунтон-

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ СИЛУРИЙСКОЙ МОРСКОЙ ФАУНЫ



1—Eurypterus; 2—Favosites; 3—Omphyma; 4—Halysites; 5—Orthis; Cardiola;
7—Goniophyllum; 8—Birkenia

ский¹. В дальнейшем мы, однако, будем касаться не столько ярусов, сколько отделов силура.

Для отложений нижнего силура Европы характерными являются трилобиты *Asaphus*, *Iliaenus*, *Megalaspis*, цистоидея *Echinospaerites*, граптолиты *Phyllograptus*, *Dychograptus*, *Tetragraptus*, *Diplograptus*, брахиопода *Orthis*, кораллы *Omphyma* и, кроме того, многочисленные ортоцератиты (*Orthoceras*, *Endoceras*); для верхнего силура — граптолиты *Monograptus*, брахиоподы *Pentamerus*, *Spirifer*, трилобиты *Phacops*, *Cheirurus* и многочисленные виды кораллов из родов *Favosites*, *Halysites*, *Goniophyllum* и т. д.

В Северной Америке подразделения силура несколько иные, как по объему ярусов, так и по названиям. В нижеследующей схеме они сопоставлены с европейскими (по Шухерту):

Готландий	{	кайюганский	= лудлоу + даунтон	}	Соответствие европейской схеме лишь приблизительно
		ниагарский	= уинлок + верхний лландовери		
		александрийский	= нижний лландовери		
Ордовик	{	цинциннатский	= карадок	}	
		чампленский	= лландейло		
		канадский	= тремадок + аренг		

2. Геосинклинальные зоны Евразии

На территории геосинклинальных зон Евразии силурийские отложения выходят обычно там же, где кембрийские, но, кроме того, известны в Карнийских Альпах, на Балканах и в других местах. Эту большую распространенность силурийских пород, однако, едва ли следует целиком приписывать увеличению площади силурийского моря; скорее причина кроется в обилии и лучшей сохранности силурийской фауны, — особенно граптолитов, — позволяющей более легко распознавать силурийские осадки (рис. 51).

Грампианская геосинклиналь в силурийский период переживала очень важный момент своей истории. В это время она, по С. Бубнову, не представляла собой, повидимому, единого целого, а состояла из нескольких почти параллельных впадин, между которыми располагались поднятия докембрийского фундамента; последние не распространялись по простиранию на всю геосинклиналь, а встречались лишь местами. На рис. 52 разрезы 1 (Шотландия, озерный район), 3 (Трондъемская мульда) и 4 (Финмаркен — северная Норвегия) характеризуют впадины разрезы 2 — одно из поднятий в северной Англии. Во впадинах нижний силур сложен мощнейшими осадочно-эффузивными толщами в 3000—7000 м, в которых лавы, туфы и туфобрекчи образуют главную составную часть; лавы основные и средние — базальты, андезиты — обладают порою подушечной текстурой; в туфах английских разрезов находят граптолитов; подушечная текстура лав и фауна в туфах ясно указывают на подводные излияния. С вулканическими породами часто ассоциируются кремнистые сланцы и радиоляриевые яшмы. Отдельными пачками лежат граптолитовые сланцы с *Diplograptus*, *Cyrtograptus*, песчаники, иногда конгломераты и выклинивающиеся линзы известняков. Лишь на севере Норвегии (Финмаркен) карбонатные породы с водорослями

¹ Аренгский ярус называют также скиддавским; верхнюю часть карадокского яруса часто выделяют в самостоятельный ашгильский ярус; уинлокский и лудловский объединяют в один — салопский ярус.

Gymnosolen достигают в низах ордовика мощного развития. На поднятии средней Англии из всего разреза S_1 сохраняются лишь тремадокские сланцы с *Dyctionema flabelliformis* (300 м), остальные слои отсутствуют, возможно вследствие размыва. Внутри нижнесилурийской толщи Трондъемской мульды отмечаются следы угловых несогласий; в других местах (Шотландия) с поднятиями этой эпохи связано возникновение значительных конгломератовых пластов.

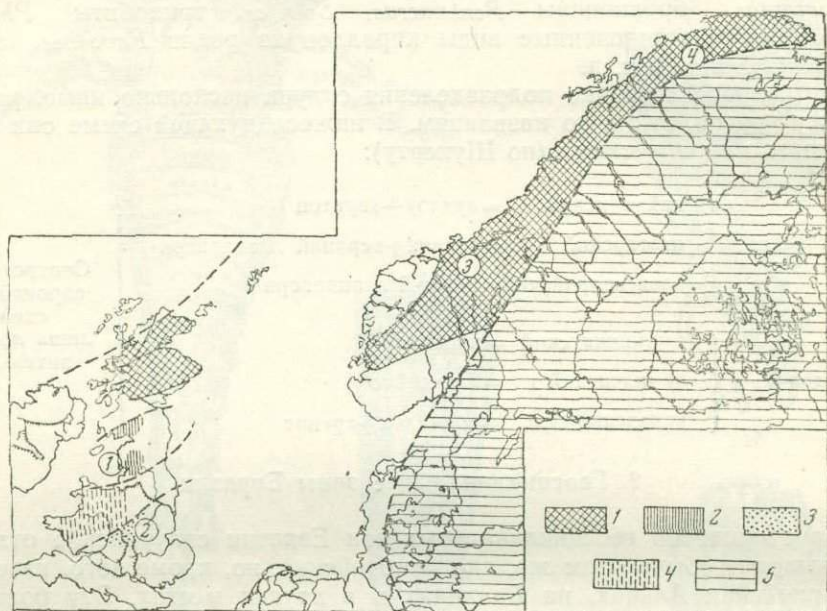


Рис. 51. Структурно-фациальные типы силурийских отложений Грампианской геосинклинали

1—сильно метаморфизованный силур; 2—область мощных отложений силура; 3—область маломощных разрезов силура; 4—переходная зона; 5—Русская платформа

Цифры в кружках показывают местонахождение разрезов, изображенных на рис. 52

Примерно на границе ордовикской и готландской эпох в Грампианской геосинклинали имела место более значительная, так называемая таконская орогенетическая фаза, зафиксированная угловыми несогласиями преимущественно в области поднятий (юго-восточная часть Уэльса), но частично и во впадинах (Трондъемская мульда). Несмотря на временные поднятия, сопровождавшие орогенез, отложения готландия распространены внутри геосинклинали повсеместно, но развиты обычно неполно и слагаются почти исключительно осадочными обломочными фациями. На севере в Норвегии это — песчаники и конгломераты, в южной, английской части — граптолитовые сланцы с конкрециями и прослоями известняков с *Cardiola interrupta*. На Среднеанглийском поднятии часто встречаются известняки с обильной фауной трилобитов (*Calymene*), *Pentamerus* и других брахиопод, криноидей и т. п. Вулканические процессы в заметной степени в геосинклинали не отмечаются.

В конце верхнего силура на территории ее вновь в еще более сильной степени разыгрываются орогенетические процессы, проявившиеся в две фазы. Первая — арденнская — имела место после отложения лудловских, но до отложения даунтонских слоев и захватила центральные части геосинклинали. Даунтонские слои, представленные лагунными

красноцветными песчаниками и сланцами, с панцирными рыбами и гиганстотраками, лежат здесь несогласно на более древних породах. Вторая фаза — эрийская — была после даунтона и охватила главным образом краевые части геосинклинали. Даунтонские слои, выраженные здесь в той же красноцветной лагунной фации, как и в центральной зоне, располагаются на лудловских слоях согласно и смяты в складки вместе с ними, как это наблюдается, например, в окрестностях Осло.

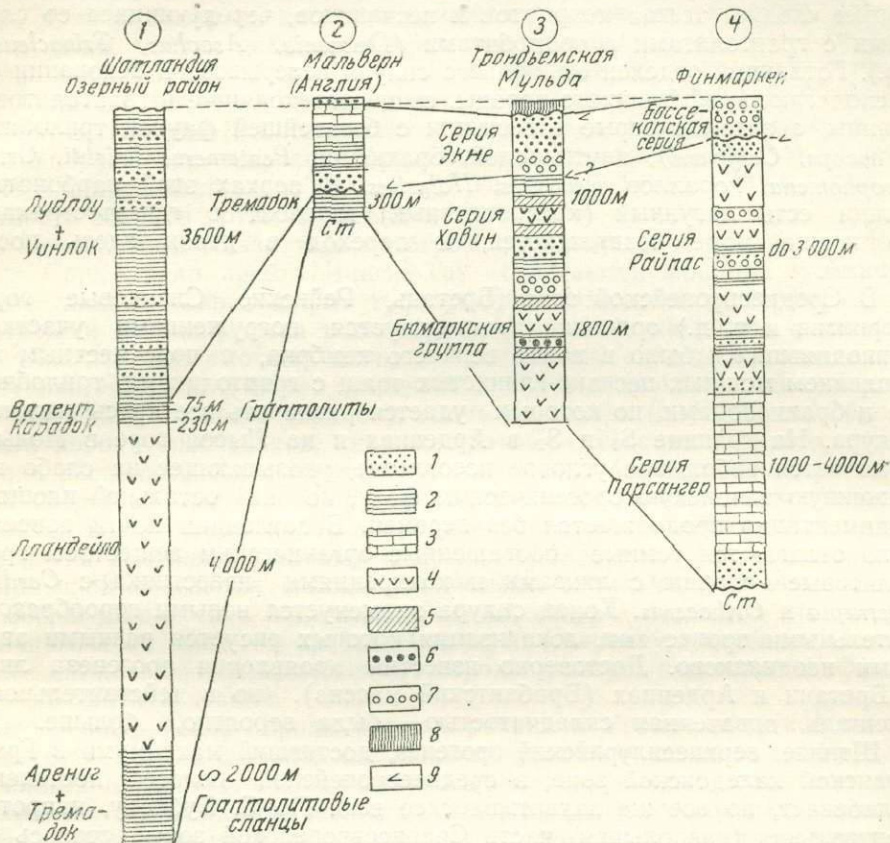


Рис. 52. Типы разрезов силура Грампианской геосинклинали.

1—песчаники; 2—глинистые сланцы; 3—известняки; 4—эффузивные породы; 5—кремнистые сланцы и яшмы; 6—железородный горизонт среди кремнистых сланцев и яшм (5); 7—конгломераты; 8—красноцветные отложения даунтонского яруса; 9—угловое несогласие.

Местоположение разрезов см. на рис. 51

Таким образом, в конце силура Грампианская геосинклираль, накопив за весь нижний палеозой огромные толщи морских обломочных и вулканических пород, превращается в складчатую структуру — Грампианские каледониды. Складкообразование началось в средних частях геосинклинали, а затем мигрировало к ее восточному и, вероятно, западному краям. Смятые в складки породы с прорывающими их интрузиями были выжаты из центральной зоны и расчленены на блоки (чешуи), которые были затем далеко надвинуты на платформу по почти горизонтальным поверхностям: в Швеции — в восточном направлении, в северной Шотландии — на запад. Этими процессами существование Грампианской зоны, как геосинклинали, было ликвидировано. На месте ее возникла жесткая перемычка между Русской и гипотетической, ныне

потопленной, Североатлантической платформой. Одновременно со всей площади бывшей геосинклинали море уходит и она становится гористым континентальным участком.

Иначе протекала силурийская история южнее Грампианской геосинклинали.

Молданубская зона, как и в кембрии, продолжала быть устойчивым позитивным участком, испытавшим погружение лишь на восточном своем конце, в Богемии. Ордовик начинается здесь конгломератом, за которым следует толща кварцитов и песчаников, чередующихся со сланцами с граптолитами и трилобитами (*Dalmania*, *Asaphus*, *Trinucleus* и др.). Готландий отделен от нижнего силура перерывом; в основании его располагаются эффузивные породы, выше переходящие в граптолитовые сланцы, а затем в серые известняки с богатейшей фауной трилобитов (*Phacops*, *Calymene*), наутилоидей, брахиопод *Pentamerus knighti*, *Orthis*, *Strophomena*, кораллов *Favosites*, *Halysites*. В верхах этой карбонатной толщи есть лагунный (красноцветный) горизонт с гигантостраками, но позже море возвращается, и переход в девон здесь постепенный.

В Среднеевропейской зоне (Бретань, Рейнские Сланцевые горы, Тюрингия и т. д.) ордовик характеризуется погружениями участков, приподнявшихся было в конце верхнего кембрия, и повсеместным накоплением мощных песчано-глинистых толщ с граптолитами, трилобитами и брахиоподами, по которым удается различить все ярусы нижнего силура. На границе S_1 и S_2 в Арденнах и на Лысой горе в Польше отмечается небольшое угловое несогласие, указывающее на слабо выраженную таконскую орогеническую фазу, но на остальной площади седиментация продолжается без перемен. В готландии почти повсеместно отлагаются темные обогащенные органическим веществом граптолитовые сланцы с линзами и конкрециями известняка с *Cardiola interrupta* и *Orthoceras*. Конец силура знаменуется новыми горообразовательными процессами, локализация которых рисуется разными авторами неодинаково. Достоверно известны проявления орогенеза лишь в Бретани и Арденнах (Брабантский массив), но в действительности площадь, охваченная складчатостью, была вероятно, больше. По Г. Штилле, верхнесилурийский орогенез, достигший максимума в Грампианской каледонской зоне, в среднеевропейской полосе постепенно ослабевают, но все же захватывает ее всю. По С. Бубнову, напротив, центральная (наибольшая) часть Среднеевропейской зоны осталась незатронутой складкообразованием и последнее проявилось лишь вдоль узкой северной каймы, прилегающей к каледонидам, и вдоль такой же полосы на юге, опоясывающей Молданубскую зону. Здесь складчатости подвергались юг Бретани, Пухтовые горы, Судеты. Как бы ни представлять себе локализацию каледонского складкообразования в Среднеевропейской полосе, все же в целом складкообразование здесь, конечно, уступало по интенсивности складчатым деформациям Грампианской геосинклинали.

В Южноевропейской зоне (Черная гора, Испания, Балеарские острова, Сардиния, Марокко, Карнийские Альпы) силурийские отложения, как правило, лежат согласно и с кембрием и с девоном и представлены исключительно песчано-сланцевыми породами с граптолитами. Интересно сходство по родовому составу южноевропейской донной силурийской фауны с богемской.

В целом, при движении с севера на юг — от Грампианской геосинклинали к Средиземноморской — на площади Западной Европы наглядно видно постепенное ослабление складкообразовательных движений как на границе S_1 и S_2 , так и в конце S_2 . Зона резкого проявления оро-

генеза на севере сменяется на юге областью чисто колебательных эпейрогенических движений.

Аналогичная картина наблюдается в Урало-Сибирской орогенической зоне.

Силурийские отложения известны здесь вдоль всего Урала и осевых частей Тяньшанских дуг¹, на больших площадях Центрального Казахстана, на Алтае и в Салаиро-Саянских дугах.

В западной части зоны, охватывающей Урал и южные дуги Тянь-Шаня, нижний силур представлен главным образом песчаниками, которым в одних местах подчинены глинистые сланцы, в других — линзообразно залегающие пласты известняка. Во всех этих породах встречается обычно бедная и плохо сохранный фауна брахиопод (*Orthis*), трилобитов (*Asaphus*), ортоцератит (*Orthoceras*), свидетельствующая о том, что породы эти — морские образования и что, таким образом, море нижнего силура достоверно покрывало всю Урало-Тяньшанскую полосу. Мощность осадков сотни и тысячи метров.

В Центральном Казахстане на огромной площади от среднего течения р. Сары-Су до хребта Чингиз-Тау отлагаются мощные вулканогенные толщи — лавы, туфы, туфобрекчии базальтов и порфиритов, с которыми ассоциируются разнообразные яшмы и кварциты хемогенного генезиса. Обломочные породы — песчаники, сланцы и, особенно, известняки — редки, и фауна встречена в них в отдельных точках (хребет Чингиз-Тау: арениг, карадок). Лишь на севере (р. Чидерты) обломочных пород — песчаников, конгломератов — становится много, причем они располагаются в основании разреза S_1 . На юге, в Чу-Илийских горах разрез ордовика вообще переходит в песчано-сланцевую толщу, со свитой карбонатных пород в средней части; в последних была найдена фауна *Asaphidae*, *Iliaenidae* и других трилобитов. На Алтае ордовикские слои слагаются сплошь глинистыми сланцами и песчаниками до 7 000 м мощности с *Megalopsis*, *Phacops*, *Ampyx*, *Asaphus* и др. Но у восточного края зоны — в хребтах Салаире и Саянах — в ордовике опять в изобилии появляются изверженные породы и разрез переходит в эффузивно-обломочную фацию.

Верхнесилурийские породы распространены в Урало-Сибирской зоне практически так же широко, как нижнесилурийские, но лишь на Урале и в южных дугах Тянь-Шаня они связаны с ордовиком постепенными переходами; в Казахстане же, на Алтае, в Салаиро-Саянской полосе они налегают на нижний силур обычно с более или менее выраженным угловым несогласием (таконская фаза). Фациально верхний силур отличается сравнительно слабым развитием вулканизма; лишь кое-где в Центральном Казахстане и Салаиро-Саянской дуге еще продолжают извержения и появляются эффузии в полосе восточного склона Урала. На главной же части геосинклинальной площади преобладают осадочные фации. В Урало-Тяньшанской зоне большое развитие получают известняки рифового типа с богатой фауной кораллов, брахиопод, остракод и т. п. и граптолитовые сланцы с *Monograptus*; последние известны на Северном и Южном Урале (западный склон) и в Средней Азии (Алайский, Туркестанский хребты). В Центральном Казахстане повсеместно развиты мощные (до 2000—3000 м), преимущественно песчаниковые (и песчано-сланцевые) толщи. На Алтае — граптолитовые сланцы с *Monograptus*, сверху сменяющиеся известняками.

Конец верхнего силура ознаменовался новым орогенезом, причем эти движения захватили, повидимому, ту же площадь, что и таконская

¹ Тяньшанские хребты образуют две дугообразно изогнутые системы; к северной дуге относятся хребты Кунгей-Ала-Тау, Киргизский Кара-Тау, и др.; к южной дуге — Ферганский, Туркестанский, Нура-Тау и др.

фаза: Казахстан, Алтай, Салаир, Саяны; в Урало-Тяньшанской полосе ясных следов этих движений нет. На основании анализа разрезов верхнего силура предполагают (Н. Г. Кассин), что, в Казахстане эти верхне-силурийские, — или, как их называют еще, новокаледонские, — движения разыгрались не в один, а в несколько приемов или фаз. В результате большая восточная половина зоны, от Казахской степи и северных дуг Тянь-Шаня (хребты Кара-Тау, Киргизский и т. п.) до Сибирской платформы, превратилась в сложно построенную складчатую область.

Вся дислоцированная область представляет собой мозаику крупных антиклинорий и разделяющих их депрессионных участков — синклинорий¹. Площади первых являются участками более или менее резких складок, простирающихся на юге близки к широтным, по направлению же на север приобретают северо-западную ориентацию вплоть до меридиональной. Синклинории представляют собой пониженные и гораздо слабее затронутые складчатостью территории, в Казахстане, возможно, недислоцированные совсем. В силу своей пониженности синклинории с конца силура и во все последующее время были главными областями аккумуляции осадков (и эффузий). Антиклинориям подчинены интрузии разнообразного, но преимущественно кислого состава, известные частью в Казахстане (граниты Прибалхашья, Акмолинско-Кокчетавского района), главным же образом в Салаиро-Саянской полосе. Здесь они отличаются огромными размерами и сопровождаются образованием большого числа рудных месторождений; из числа их заслуживают упоминания крупные месторождения железа (Абаканское, Ирбинское, Тельбесское) и меди (Манское).

Оценивая интенсивность каледонского складкообразования в Урало-Сибирской геосинклинальной зоне, нужно отметить, что максимальной силы оно достигло в полосе, непосредственно примыкающей к Сибирской платформе. Площади хребтов Кузнецкого Ала-Тау, Западных и Восточных Саян, а также полоса Прибайкалья вплоть до хребта Джугджур на востоке, в результате деформаций и интрузий перестали быть геосинклинальными и превратились в зону каледонских складчатых структур. Их строение весьма сложно и доныне не раскрыто в должной степени; но установлено, что здесь нет таких обширных надвигов, как в Гампианских каледонидах; опрокидывание складок и движение масс шло по направлению к Сибирской платформе. Западнее, в хребте Салаире, на Алтае, в Казахской степи, северных дугах Тянь-Шаня, интенсивность каледонских деформаций ослабевала и эти территории в верхнем палеозое еще сохранили свои геосинклинальные свойства, но местами в сильно ослабленной степени (западная часть Казахской степи, северный Тянь-Шань). На юго-восток эта полоса уходит в Китай и где-то в нем теряется. В полосе Урала и южных дуг Тянь-Шаня каледонское складкообразование почти не проявляется. В связи с таким размещением дислокаций конца силура море покинуло в это время почти всю восточную, смятую в складки зону и сосредоточилось в Урало-Тяньшанской полосе, где верхнесилурийских орогенических движений практически не было и где наблюдается непрерывный и постепенный переход от осадков верхнего силура к осадкам нижнего девона.

На юго-востоке Азии — в Гималаях, Индо-Китае и Южном Китае силурийские отложения имеют иной состав и историю. Строение их демонстрируется наиболее изученными разрезами в Кашмире, области Спити (Индия), в округе Шан (Северная Бирма) и

¹ Антиклинориями называют крупные антиклинальные участки, усложненные более мелкой складчатостью; синклинориями — аналогичные сложноскладчатые крупные мулды.

по р. Янцзы, к югу от хребта Цзиньлинь (рис. 53). Во всех случаях ордовик слагается преимущественно обломочными породами, песчаниками и глинистыми сланцами, которым подчинены немногочисленные пласты известняков; последние обильны лишь в области Спити (верхи S_1) и

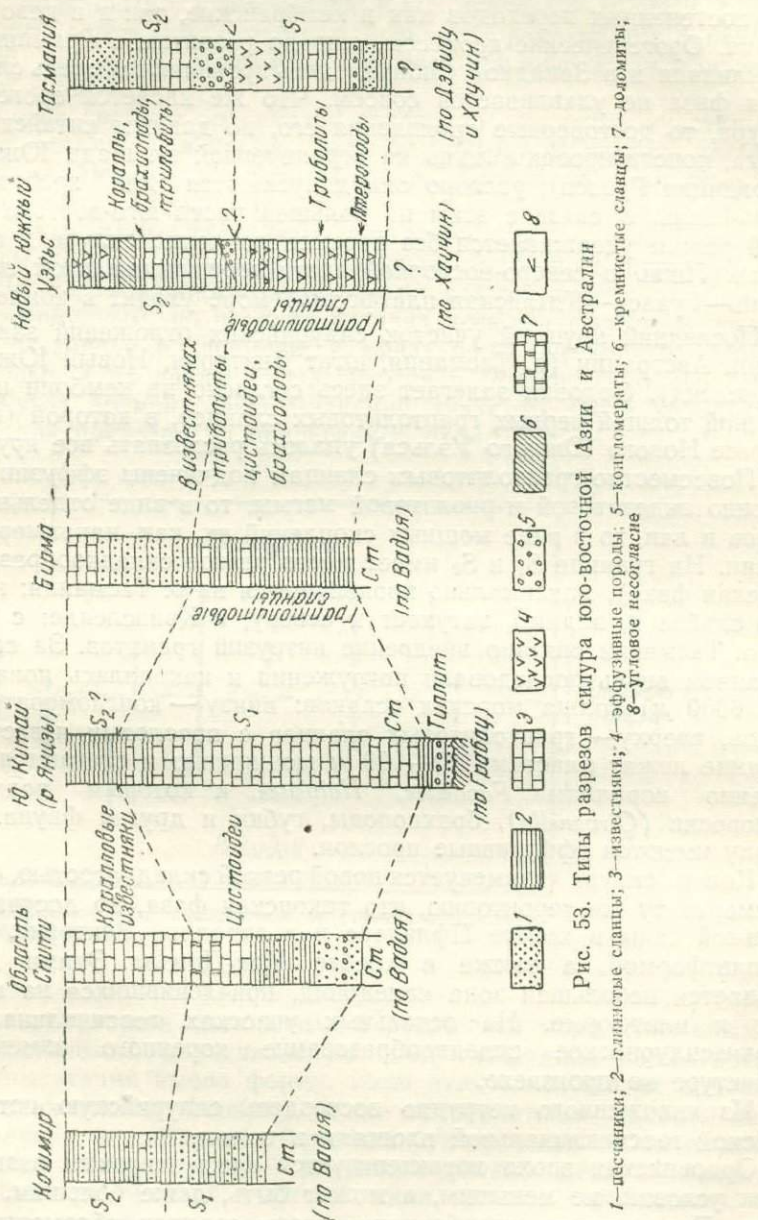


Рис. 53. Типы разрезов силура юго-восточной Азии и Австралии

1—песчаники; 2—глинистые сланцы; 3—известняки; 4—эффузивные породы; 5—конгломераты; 6—кремнистые сланцы; 7—доломиты; 8—угловое несогласие

особенно в центральной части Китая, где образуют главную часть разреза. В глинистых сланцах часты грантолиты, в известняках — цистоиды, трилобиты (*Asaphidae*), брахиоподы (*Orthis*, *Porambonites*), по которым распознаются все ярусы нижнего силура европейской схемы. Готландские породы налегают на ордовикские согласно и в еще большей степени представлены обломочными фациями; лишь в Спити разрез почти чисто карбонатный — коралловые и брахиоподовые известняки.

В Бирме по граптолитам устанавливается полный разрез готландия, в других местах палеонтологически доказаны лишь отдельные ярусы S_2 , но поскольку разрезы везде сплошные — вероятно, и в них готландий представлен целиком.

Характерной особенностью силура юго-востока Азии является наличие постепенных переходов как в кембрийские, так и в девонские отложения. Орогенические процессы, широко развитые в Грампианской геосинклинали и в Западной Сибири, здесь проявляются очень слабо. Таконская фаза не улавливается совсем. Что же касается орогенеза конца силура, то достоверные проявления его, по данным китайского геолога Тинга, констатированы лишь на ограниченной площади Южного Китая (провинция Гуанси); условно они допускаются для хребтов системы Нань-Шань. В связи с этим на большей части юго-востока Азии морской режим удерживается без перемены до конца силура и переходит в девон. Лишь в северо-восточной части геосинклинальной зоны (Нань-Шань—Гуанси—Китайская платформа) море уходит в конце готландия.

Последний крупный участок силурийских отложений занимает юго-восток Австралии (о. Тасмания, штат Виктория, Новый Южный Уэльс, Квинсленд). Ордовик залегает здесь согласно на кембрии и образован мощной толщей черных граптолитовых сланцев, в которой (например, в разрезе Нового Южного Уэльса) удалось распознать все ярусы ордовика. Повсеместно граптолитовым сланцам подчинены эффузии преимущественно андезитовой и риолитовой магмы, то в виде отдельных пластов туфов и лав, то в виде мощных скоплений их, как, например, на о. Тасмании. На границе S_1 и S_2 имеет место резкое складкообразование (таконская фаза), максимально проявившееся на о. Тасмания; на материке оно слабее и, видимо, затухает к северу, в Квинсленде; с этой фазой на о. Тасмании связано внедрение интрузий гранитов. За складкообразованием вновь последовали погружения и накопилась новая огромная (до 6000 м) толща морских осадков: внизу — конгломератов и песчаников, сверху — граптолитовых сланцев с прослоями известняков. Последние лежат пластами 10—100 м мощностью и слагаются преимущественно кораллами *Favosites*, *Halysites*, к которым подмешиваются водоросли (*Girvanella*), брахиоподы, губки и другая фауна. Почти повсюду имеются эффузивные прослои.

Конец силура знаменуется новой резкой складчатостью, охватившей примерно ту же территорию, что таконская фаза, но достигшей максимальной силы в хребте Пфлидерс и в западной Виктории, по границе с платформой, а также в хребте Мак-Донэлл. Этими движениями создается небольшая зона каледонид, причленившихся на юге Австралии к платформе. На остальных участках геосинклинальной зоны верхнесилурийское складкообразование коренного изменения в ее структуре не произвело.

Из изложенного нетрудно воссоздать силурийскую историю Евразийской геосинклинальной площади в целом.

Ордовикская эпоха характеризуется здесь широким развитием морских условий, не меньшим, а может быть, даже большим, чем в кембрии. Повсеместное преобладание среди осадков обломочных песчано-глинистых фаций, иногда с конгломератовыми прослоями, свидетельствует о том, что это было море, как и в кембрии, изобиловавшее островами. На всех участках, кроме юго-востока Азии, в ордовикское время имел место интенсивный подводный вулканизм, создавший эффузивные свиты в сотни и тысячи метров мощностью, а также сопровождающие их кремнисто-яшмовые толщи с радиолариями; эти толщи особенно обильны в Казахстане. Среди осадочных пород черные, обога-

щенные органическим веществом граптолитовые сланцы возникали, повидимому, в центральных, наиболее глубоких частях межостровных депрессий; поэтому они обычно лишены донной фауны или содержат лишь единичные виды — чаще всего мелкую тонкосторчатую пелелиподу *Cardiola interrupta*. Песчаники и известняки возникали в мелководье — на подводных возвышениях и на склонах — и часто кишат органическими остатками: битыми и цельными раковинами брахиопод, наутилоидей, цистондей, остатками панцирей трилобитов, иногда секретами водорослей.

Примерно на границе ордовика и готландия различные участки геосинклинали, весьма удаленные один от другого, испытали складкообразование (Грампианская геосинклиналь, Казахстан — Алтай — Саяны, юг Австралии, Тасмания).

Этот процесс ныне объединяют под названием таконской орогенической фазы. Такое объединение, однако, надо рассматривать как условное. На деле складкообразование на разных площадях не было строго одновременным, но в одних случаях несколько забегало вперед, в других — отставало во времени, и «фаз» было несколько. Но все они (или большая их часть) укладываются в относительно ограниченный промежуток времени, охватывающий какую-то часть карадока и лландовери, как показано на прилагаемой схеме.



Вслед за временными поднятиями и регрессией моря, связанными с таконским орогенезом, в готландскую эпоху наступили новые погружения и седиментация имела форму, мало отличающуюся от ордовикского осадконакопления. Развита та же граптолитовые сланцы, известняки, песчаники, но эффузий стало, как будто, меньше. Самый конец силура (точнее конец лудлоу — даунтон — начало девона) является новой орогенической эпохой, причем складчатость проявляется, насколько можно проследить, почти в тех же районах, что и таконский орогенез. Даже при современных очень скудных знаниях на некоторых лучше изученных площадях (Западная Европа) в верхнесилурийском складкообразовании различают две фазы — додаунтонскую (арденскую) и последаунтонскую (эрийскую). В действительности «фаз» было вероятно, гораздо больше.

Образование верхнесилурийских структур сопровождалось регрессией моря на их площади.

3. Русская платформа

Силурийские отложения на Русской платформе развиты почти в тех же местах, что и кембрийские: в южной Швеции, в Прибалтике, на Тимане и в Приднестровье, а также, возможно, по южному и восточному краю платформы. Центральные участки платформы попрежнему стояли выше уровня моря.

Состав силурийских отложений в Прибалтике и в южной Швеции существенно различен (рис. 54).

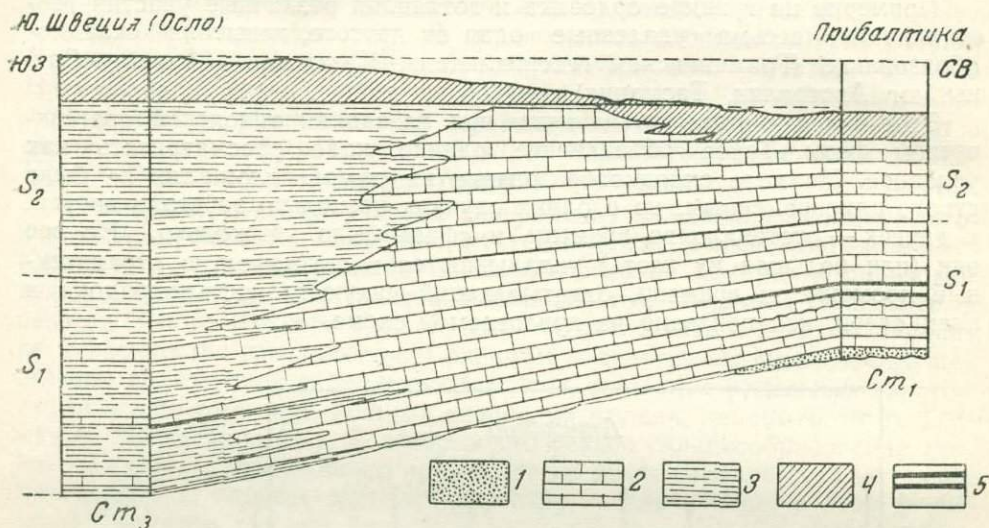


Рис. 54. Строение силурийских отложений Балтийского щита

1—пески; 2—известняки; 3—глины; 4—красноцветные лагуно-континентальные отложения; 5—горючие сланцы (кукерсит)

На западе, в области, пограничной с Грампианской геосинклиналью, в нижнесилурийское время отлагается толща граптолитовых сланцев до 400 м мощностью, среди которых имеются многочисленные тонкие прослои известняков с трилобитами. В северной части Емтланда, в восточной Швеции и в Прибалтике обломочные породы — глауконитовые пески — сохраняются лишь в самом низу разреза, на контакте с размытой поверхностью кембрия, основная же масса разреза слагается известняками небольшой мощности. По происхождению известняки эти органогенные, обычно переполнены раковинами брахиопод (*Orthis*, *Orthisina*), трилобитов (*Asaphus*, *Iliaenus*, *Megalapsis* и др.), цистоидей, наутилоидей, иногда остатками водорослей и представляют, несомненно, мелководную фаццию. К нижней части известняка здесь приурочен горизонт чрезвычайно своеобразной породы, так называемого кукерсита — горючего сланца, органическое вещество которого в главной своей массе образовано колониями сине-зеленых водорослей рода *Gloeocapsomorpha*. Отметим, что внутри разреза нижнего силура имеется несколько поверхностей размыва, отделяющих одни слои от других. Этот факт указывает, на неоднократные колебания моря, которые захватывали, впрочем, преимущественно восточную часть бассейна и затухали по направлению на запад.

Верхний силур налегает на нижний почти повсюду со следами перерыва, то более, то менее ясного. В нижней части разреза повторяются те же типы фаций, что и в ордовикское время: на западе глинистые гра-

птолитовые сланцы большой мощности (до 600 м) на востоке известняковые илы малой мощности (до 100 м) с брахиоподами, кораллами и т. д. Разница лишь в том, что глинистая фация продвигается теперь значительно далее на восток, вплоть до о. Готланда. Осадки конца верхнего силура имеют совершенно другой характер. Вместо сплошных толщ известняков отлагаются преимущественно красные глины, мергели, пески, доломиты. Вместо нормальной морской богатой брахиоподовой, коралловой и прочей фауны в них встречается главным образом фауна панцирных рыб и гигантских ракообразных.

Смысл силурийского разреза северо-запада платформы вскрывается легко. С самого же начала ордовика море, покинувшее Прибалтику в конце кембрия, вновь возвращается и затем долго, почти до конца силура, удерживается на этой площади, испытывая время от времени некоторые колебания (изменения границ), что выражается в появлении поверхностей размыва внутри однообразных карбонатных толщ силура. Фаунистические особенности нижнесилурийских пород Прибалтики не оставляют никаких сомнений в том, что ордовикский бассейн был заполнен водой совершенно нормальной солености и, повидимому, довольно теплой. Восточная часть бассейна, где отлагались органогенные породы, была, несомненно, мелководна (раковинные известняки, водоросли), западная же, где накапливались граптолитовые сланцы, вероятно, несколько более глубоководна. Очень характерно, что принос главной части обломочного материала в этот бассейн шел с запада из области островного моря Грампианской геосинклинали: вот почему здесь отлагались глины, достигающие большой мощности. С востока, с платформы, терригенного материала почти не поступало. Теплые воды поверхностной части моря, были, повидимому, богаты всякого рода планктоном микроскопическим (водоросли) и макроскопическим, что и приводило к некоторому обогащению органическим веществом глубоководных осадков моря — глин; в мелководной части органическое вещество подалось донной фауной и окислялось кислородом, заносимым волнением воды. В некоторые моменты цветение планктона становилось особенно обильным; в таких случаях на дне возникали скопления органического вещества, давшие горючие сланцы — кукерситы.

Тот же характер был присущ и верхнесилурийскому морю Прибалтики и Швеции, за исключением самого конца его, когда карбонатные илы сменились красноцветными глинами, мергелями, песками. В это время нормальное море было замещено серией лагун, вероятно несколько осолоненных, со специфической фауной. Такого рода изменения указывают, что к концу силурийского периода северо-западный край платформы испытал поднятие. Интересно, что появление красноцветных пород в разрезе раньше происходит на востоке и позже на западе. Следовательно, поднятия платформы (как и в нижнем силуре и в кембрии) начались раньше на востоке.

В Приднестровье осадки силура налегают непосредственно на докембрий. Начинаются они песками, за которыми следуют глинистые сланцы с крупными конкрециями фосфоритов и известняки с кораллово-брахиоподовой фауной, в значительной мере сходной с фауной Прибалтики. Заканчивается разрез и здесь серией лагунных осадков, переходящих в девон.

На Тимане, на его самой северной оконечности (полуостров Канин), к нижнему силуру условно относят известняки с ископаемым *Gymnosolen* (водоросль).

Истории центральных частей платформы мы, в сущности, не знаем, но кое о чем все же можем догадываться. Едва ли случайно осадки

силура Прибалтики выражены сплошь известняковыми фациями, а не глинистыми, как в кембрии. Повидимому, континент центральной части платформы был более низким, пенепленизированным сравнительно с сушей кембрия, почему и снос с него обломочного материала в море был совершенно ничтожен. Возможно, что именно в силуре здесь формировалась та кора выветривания на гранитах докембрия, которую находят под девонскими отложениями.

4. Сибирская платформа

На Сибирской платформе силурийские отложения являются непосредственным продолжением кембрийских и связаны с ними постепенными переходами. Вместе с тем осадки нижнего и верхнего силура чрезвычайно сходны, почему мы можем охарактеризовать всю толщу силура в целом (рис. 55).

На северо-западе платформы, в низовьях рек Нижней Тунгуски, Курейки, Бахты весь разрез силура слагается мощной (до 900 м) толщиной карбонатных пород — доломитов и известняков, содержащих в отдельных горизонтах брахиоподы (*Orthis*) и кораллы (*Favosites*, *Halysites*); им подчинены прослойки граптолитовых сланцев. Можно думать, что этот же разрез тянется на некоторое расстояние и далее к юго-востоку, однако, за неимением документального материала, мы уточнить границы его в этой части не можем.

В средней части платформы, на преобладающей по размерам площади, толща силура состоит из перемежающихся красных глин, мергелей, песчаников и известняков, то светлых, то розоватых, и иногда гипсов, причем соотношения между этими породами в разных местах значительно меняются. Мощность толщи достигает 600—900 м.

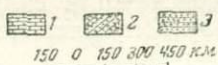
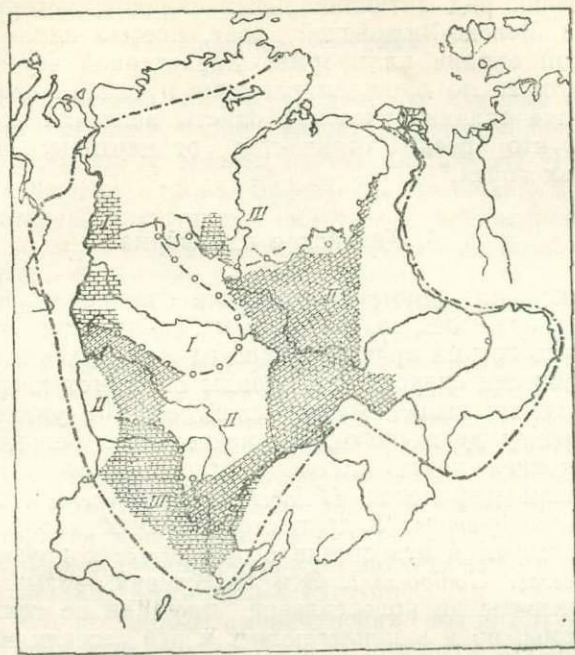
Фауна встречается во всех породах разреза, но наиболее богата в известняках, и состоит из брахиопод *Orthis*, *Orthisina* и др., брюхоногих, пластинчатожаберных и головоногих моллюсков, трилобитов (*Asaphus*, *Megalaspis*) и кораллов.

На юго-западном краю платформы развит третий тип осадков силура. Известняковые прослойки здесь выпадают совсем и весь разрез слагается только красноцветными песчаниками и глинами, сочетание которых в различных местах также значительно варьирует. В самых нижних частях колонки в верховьях Ангары встречаются гипсы. Фауна обычно небогатая (брахиоподы, гастроподы, рачки), но встречается и в песках и в глинах.

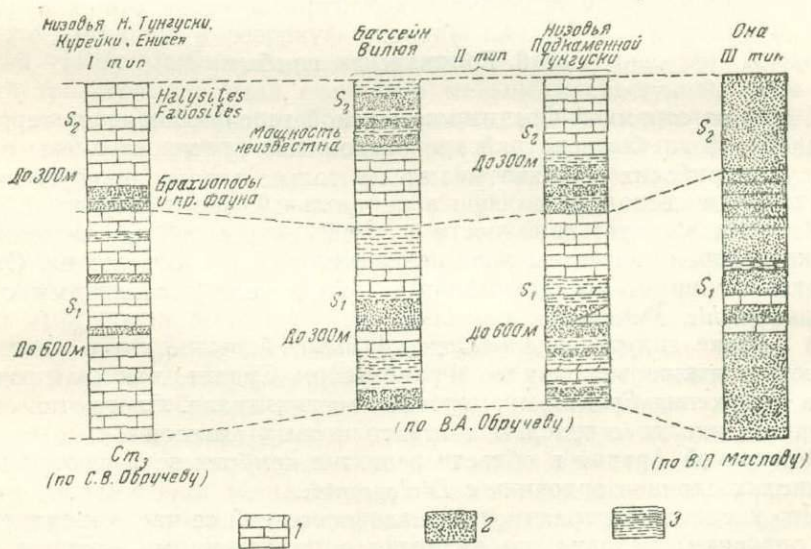
Генетически силурийская толща Сибирской платформы является в главной своей массе, несомненно, морским образованием.

Поступление обломочного материала, как и в кембрии, шло, повидимому, за счет прилегавших с юга геосинклинальных поднятий, почему терригенные фации локализуются главным образом на юге и юго-востоке. На северо-запад и в срединную часть платформы обломочные частицы уже не доходили, и здесь отлагались чистые карбонатные осадки.

Судя по характеру осадка и по фауне, силурийский морской бассейн был достаточно мелководен, особенно в юго-восточной части, почему при ничтожных колебаниях уровня воды отдельные участки моря то обсыхали и превращались в острова с лагунами между ними (гипс), то опять покрывались морской водой. Проследить, однако, за всеми этими колебаниями в настоящее время не представляется возможным. В самом конце силура вся платформа поднялась и полностью освободилась от моря. Одновременно с этим она испытала некоторые характерные де-



а



б

Рис. 55. Силурийские отложения Сибирской платформы

а—локализация основных типов разрезов: 1—преимущественно известняки (тип I), 2—переслой глин, песчаников и известняков (тип II), 3—переслой песчаников и глин (тип III); б—главные представители основных типов разрезов силура: 1—известняки и доломиты, 2—песчаники, 3—глины

формации. Возник ряд антиклинальных складок, которые локализовались частью в Ленско-Виллойской зоне, частью вдоль юго-западной и юго-восточной окраин платформы. Характерной чертой складок являются их крупные по площади размеры и слабая выраженность; на разделяющих же складки участках пласты залегают совсем спокойно, горизонтально, что резко отличается от картины, наблюдающейся в орогенических зонах.

5. Китайская платформа

На Китайской платформе силурийские отложения развиты так же широко, как кембрийские, но, по данным Грабау, отделены от них перерывом, возможно весьма кратковременным и не везде выраженным.

Стратиграфически силурийские породы относятся к ордовику, точнее к арениг-лландейло; вышележащие слои, видимо, удалены эрозией за длительный период девонского континентального режима.

Разрез ордовика почти нацело слагается известняками с фауной главным образом цефалопод (*Piloceras*, *Chichlioceras*), гастропод, брахиопод (*Orthis calligramma*) и других форм. Особенно большим распространением пользуются известняки с *Actinoceras* и другими ортоцерэгитами (*Vaginoceras*, *Gonioceras*). Эти известняки, называемые *Mahaikon* (лландейло), развиты на колоссальной площади не только в пределах самой платформы, но и в прилегающих к ней геосинклинальных участках. Мощность сохранившейся части силура достигает 700 м. Внутри силурийской свиты Грабау допускает местные перерывы. Очевидно, что режим открытого мелководного теплого моря с чистой водой, установившийся на Китайской платформе со среднего кембрия, продолжался без заметных перемен и в нижнем силуре. Время его окончания и готландская история платформы неизвестны.

6. Гондванская глыба

К югу от огромной Средиземноморской геосинклинали на территории Гондванской глыбы силурийские отложения распространены заметно шире кембрийских и захватывают не только узкую краевую зону, но проникают и несколько дальше в центральные части глыбы.

На западе, в устьевой части р. Амазонки, в так называемой Амазонской мульде, известны лишь верхнесилурийские отложения. Они располагаются прямо на докембрии и образованы песчаниками с *Monograptus*, *Orthis*, *Dalmanella*, *Conularia*.

В Африке силурийские осадки образуют большое пятно на площади Гвинеи, а также выходят во Французском Судане, как бы продолжая сюда отложения Средиземноморской геосинклинали. Слагаются они песчаниками, иногда с прослоями граптолитовых сланцев.

В северной Аравии в области развития кембрия встречаются выходы глинистых сланцев ордовика с *Diplograptus*.

Что касается Австралии, то в платформенной ее части к силуру (точнее ордовику) условно, по аналогии с прилежащими частями геосинклинали, относят толщу кварцитовидных песчаников, развитую в ее крайнем юго-восточном углу, между хребтом Мак-Донэлл и горами Пфлидерс.

В целом Гондванская глыба в силурийский период была почти таким же огромным материком, как и в кембрии, и в этом смысле резко противопоставляется платформам северной половины восточного полушария.

7. Северная Америка

Силурийские отложения в области Северной Америки пользуются обширным распространением. Они известны в Кордильерской и Аппалачской геосинклиналях, во многих местах платформы (Гудзонов залив, Манитоба, Виннипег), на островах Баффинова архипелага и в Гренландии. К сожалению, степень изученности силура в подавляющем большинстве мест невысока, и лишь в Аппалачах и в восточных штатах США силур исследован с очень большими подробностями.

Силурийские отложения в Кордильерской геосинклинали выходят изолированными, плохо связанными друг с другом обрывками. На Аляске и в Британской Колумбии они представлены главным образом граптолитовыми сланцами. Южнее — в западных штатах США — к силуру относят мощные толщи карбонатных пород (известняков и доломитов) с прослоями кварцитов. По этим данным трудно составить определенное представление о силурийской истории Кордильер. Можно лишь заметить, что многие участки их были в эту эпоху покрыты морем и, спокойно прогибаясь, накопили мощные свиты осадков.

История платформы расшифрована со значительными подробностями, особенно для площади Соединенных Штатов.

Характерно, что, по данным американских сводок (Шухерт и Дэнбар, Грабау), отложения всех ярусов S_1 и S_2 отделены здесь друг от друга почти повсеместно прослеживающимися перерывами, так что силурийская история платформы представляет серию из шести последовательных трансгрессий, разделенных периодами почти полного исчезновения моря. Первая трансгрессия (канадская) была по размерам весьма незначительной и покрыла лишь южную окраину платформы, примерно в тех же пределах, что верхнекембрийская. Чампленская трансгрессия захватила уже западную и северную окраины платформы, а цинциннатская достигла своего максимума за ордовикское время (рис. 56). Александрийская трансгрессия была несколько меньше предыдущей, но в ниагарское время море покрывало площадь, равную цинциннатской; в кайюганский век трансгрессия ничтожна и платформа скоро обсыхает на значительный промежуток времени. Осадки всех ярусов силура на площади платформы, исключая неширокую полосу, примыкающую к Аппалачской геосинклинали (о чем см. ниже), выражены повсеместно карбонатными породами — известняками и доломитами, причем в первых из них часто встречается обильная и разнообразная фауна. Некоторые из этих пород весьма характерны. Так, канадские слои везде на платформе представлены серыми доломитами, в которых часты водорослевые рифы (*Cryptozoon*), оолитовые разности, встречаются трещины высыхания и своеобразные конгломераты, образованные переотложением плиток известкового ила с участков его, временно обсыхавших и растрескавшихся. Чампленские слои слагаются известняками, а цинциннатские (около 100 м мощности) — массивными доломитами со скудными остатками кораллов, ортоцератит и крупных гастропод. С начала верхнего силура сильно развивается рифовая фация, которая в ниагарское время достигла максимума и покрыла огромную площадь в штатах Индиана, Иллинойс, Висконсин, Айова, Онтарио, протягиваясь до оз. Гурон. Древнейшие из этих рифов, по Шухерту и Дэнбару, образованы мшанками, но большинство формируется различными группами кораллов (табуляты, *Favosites*, *Halysites*, тетракораллы) и строматопорами, к которым подмешивается множество других организмов — трилобитов, цистондей, двустворок, губок и т. д. Все эти органические остатки образуют неслоистые массивные породы, где цельные скелеты

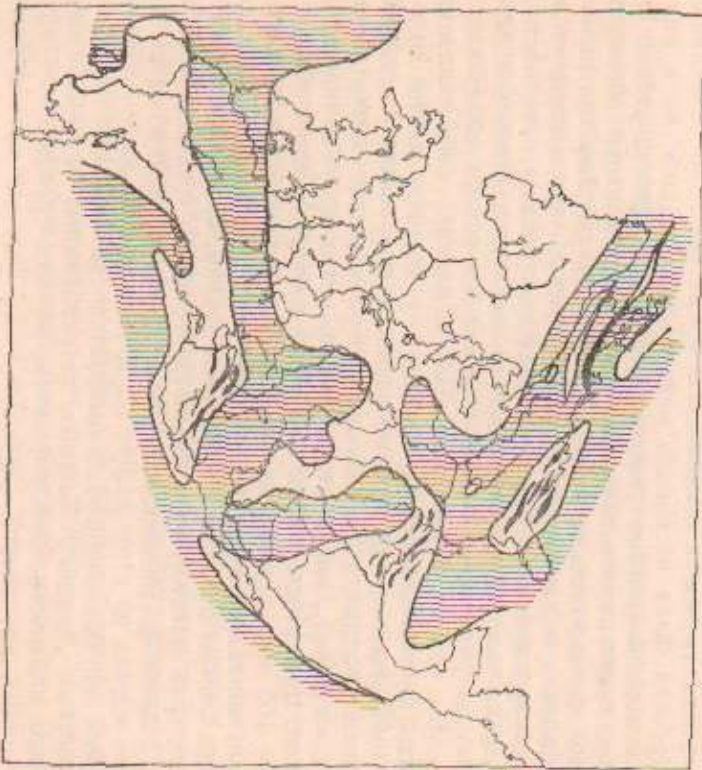


Рис. 56 а. Палеогеография Северной Америки в нижнеордовинское время (по Ч. Шухерту).
1—море; 2—горы

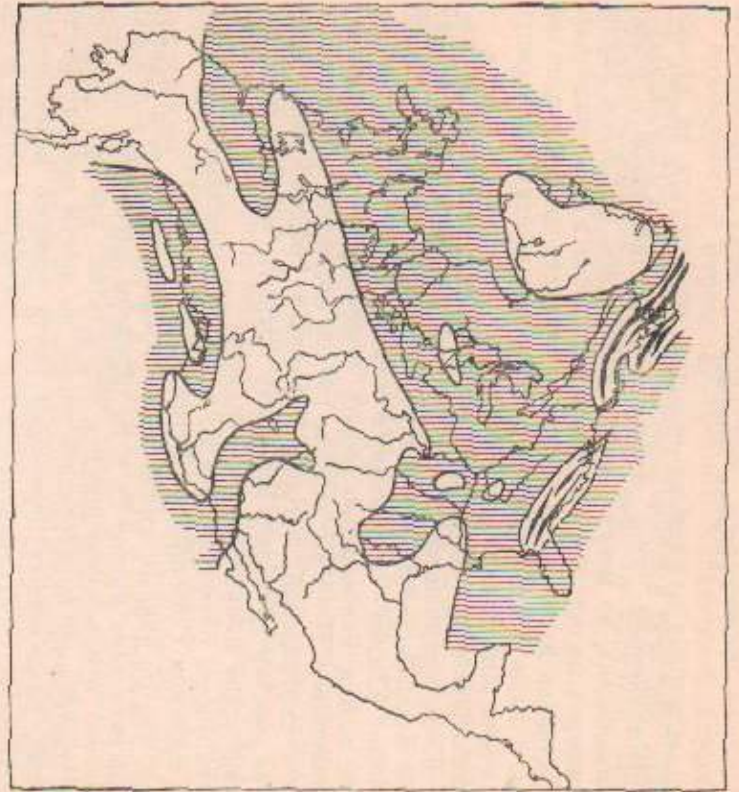


Рис. 56 б. Палеогеография Северной Америки в среднеордовинское время (по Ч. Шухерту).
1—море; 2—горы

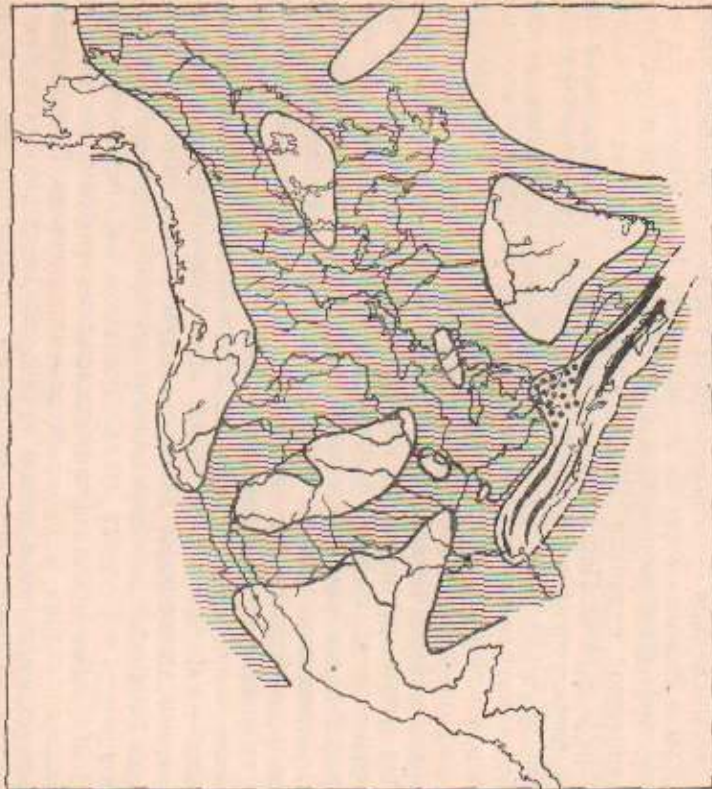


Рис. 56 с. Палеогеография Северной Америки в верхнеордовинское время (по Ч. Шухерту).
1—море; 2—дельтавые отложения; 3—горы

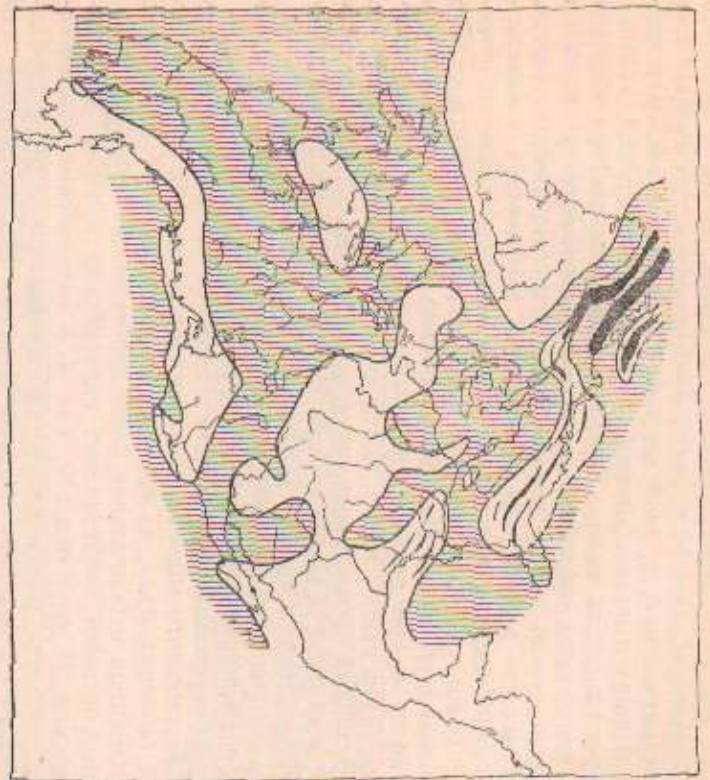


Рис. 56 д. Палеогеография Северной Америки в готландскую эпоху (по Ч. Шухерту).
1—море; 2—горы

организмов и их обломки цементируются микрозернистым, вероятно хемогенным, кальцитом. Рифовые постройки представляют собой тела размером от немногих метров до 2 км в длину и от 1 до 25 м в толщину, расположенные в плане без какого-либо порядка.

Из этой характеристики видно, что силурийские отложения Североамериканской платформы представляют собой образования чрезвычайно мелкого и плоскодонного моря типа современной Багамской банки. Поднятия на немногие метры (или десятки их) вызывало в таком водоеме обсыхание обширных площадей; такой же амплитуды погружение — не менее обширные трансгрессии. Вот почему мы видим в силуре на Североамериканской платформе такое обилие крупных регрессий и трансгрессий, которое при первом ознакомлении создает впечатление какой-то особо интенсивной жизни платформы. В действительности за обширными по площади палеогеографическими изменениями кроются ничтожные по амплитуде и медленные по темпу колебания платформенного тела, вполне отвечающие по характеру, иногда и хронологически, тем, например, подвижкам, которые мы видели на Русской платформе в Прибалтике, на Сибирской и Китайской платформах.

Анализ фауны приводит американских геологов к заключению, что трансгрессии силурийского моря шли на платформу со всех сторон — из Кордильерской геосинклинали, из арктической области и из Аппалачей. Трансгрессии западная и бореальная были особенно значительны.

Чрезвычайный интерес представляет силурийская история Аппалачской геосинклинали. В этой области, как и в европейских геосинклинальных зонах, в силуре имело место горообразование. При этом благодаря сохранности силурийских осадков и их прекрасной изученности удалось шаг за шагом воссоздать течение орогенического процесса.

В канадский (нижнеордовикский) век на площади Аппалачской геосинклинали различаются две фации: граптолитовые сланцы и доломиты. Черные глинистые сланцы с *Tetragraptus* распространены только в северной части геосинклинали — от полуострова Гаспе и г. Квебека через хребет Нотр Дам и Зеленые горы на юг до штата Нью-Джерси. Доломитовая фация, чрезвычайно сходная с платформенной, оконтуривает граптолито-сланцевую с запада и протягивается в западную часть штата Нью-Йорк и в штат Пенсильвания; отсюда она продолжается на юг вдоль всей Аппалачской зоны до штата Алабама. Из такого расположения фаций явствует, что в северо-восточном углу геосинклинали имелись какие-то низменные островные площади, разрушение которых и питало северо-восточный угол геосинклинали тонким обломочным материалом.

В среднеордовикское (чампленское) время область отложения глинистых сланцев сильно расширяется. Глинистая фация, как видно на широтном профиле по р. Могавк в штате Нью-Йорк (рис. 57 а), протягивается на запад, замещая так называемые трентонские известняки. Одновременно сланцевая фация появляется вдоль Аппалачской геосинклинали на всем протяжении ее до штата Алабама. Очевидно, в осевой части геосинклинали количество островов растет и они присутствуют не только на северо-востоке, но и вдоль всей геосинклинали. Иными словами — центральная часть ее испытывает поднятия. Интересно, что с этими движениями здесь связывается довольно интенсивный вулканизм. Наиболее отчетливы следы его на северо-востоке геосинклинали в приморской части штата Квебек и по берегам залива Теплого (*Bay of Chaleur*), где среднеордовикские породы состоят из переслаивающихся сланцев и туфов большой мощности. В различных пунктах Ньюфаундленда тоже много туфов, лав, вулканических брекчий, переслоенных граптолитовыми сланцами и известняками; многие

лавовые покровы имеют подушечную структуру, и с ними связываются яшмы; все свидетельствует о подводном характере эффузий. Вулканизм проявляется и южнее, ибо среди граптолитовых сланцев Аппалачей до штата Алабама включительно встречаются то единичные, то многочисленные, сильно измененные туфовые пласты обычно небольшой мощности (до нескольких метров). Около Джонстауна (штат Пенсильвания) с одним из таких туфовых прослоев ассоциируется поток базальтовой лавы.

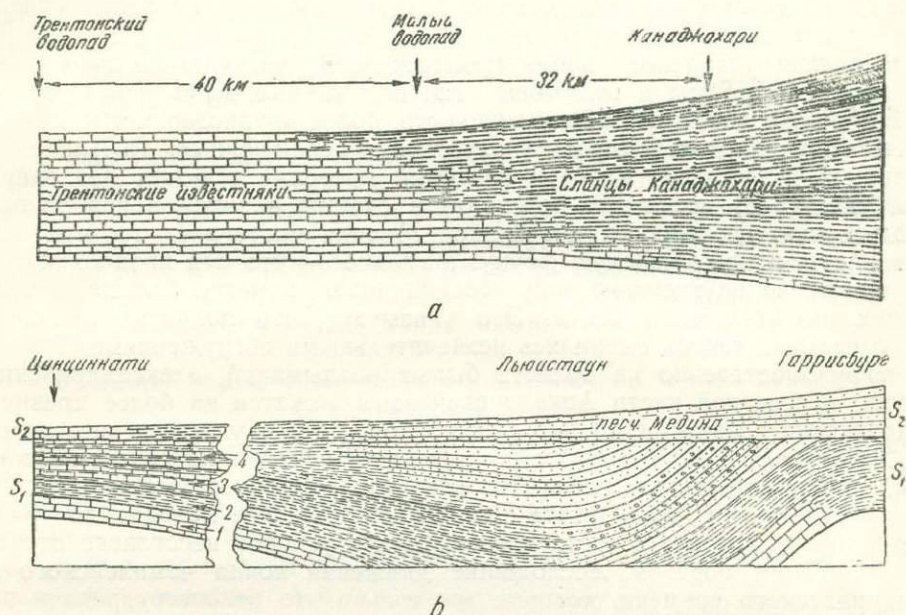


Рис. 57. Фациальные соотношения в силуре восточной части Северной Америки (по Ч. Шухерту)

a—разрез среднеордовикских слоев по р. Могавк (штат Нью-Йорк)

b—поперечное сечение через Аппалачскую геосинклинал и прилежащие части платформы в раннеотландское время. Разрез показывает фациальные соотношения в ордовикских слоях и характер налегания на них песчаников Медина. Длина разреза около 720 км

1—трентонские известняки; 2—сланцы Злен; 3—известняки и сланцы Мейсвилл; 4—известняки и сланцы Ричмонд

В верхнеордовикское (цинциннатское) время фациальные изменения продолжались, но локализовались главным образом на северо-востоке геосинклинали. На широтном профиле (см. рис. 57 б), проведенном от Гаррисбурга до Цинциннати, видно, что вначале глинистая фация очень резко расширяется на запад, а впоследствии в восточных частях вообще исчезает, замещаясь мощными песчаными и частью конгломератовыми накоплениями. Американские геологи, изучавшие эти песчаные толщи, пришли к заключению, что в штатах Нью-Йорк и Пенсильвания они являются частью обширной дельты, располагавшейся по западной стороне крупных поднятий Аппалачской геосинклиналиной зоны, достигших в то время, видимо, своего максимума. В течение первой половины цинциннатской эпохи надводная часть дельты была очень мала и песчаные осадки отлагались почти целиком в подводной ее половине. Но по мере поднятия Аппалачей и усиления сноса в них обломочного материала надводная дельта росла и к концу цинциннатского века достигла р. Ниагары. Осадки ее представлены красноцветными песчаниками без ископаемых, тогда как осадки подводной части — серыми

песчаниками и глинистыми сланцами, переходящими на западе в нормально-морские цинциннатские известняки (ричмондская фация). Благодаря колебаниям морского дна, границы фаций во времени несколько смещались, и в областях перехода надводной дельты в подводную и последней — в известняки наблюдается неоднократное переослаивание соседних фаций. Характерно, что восточная граница цинциннатских осадков, как это видно на профиле (см. рис. 57 б), значительно смещена на запад сравнительно с чампленской. Это обстоятельство связано, по Шухерту, не с вторичным размывом цинциннатских слоев, а с общим смещением зоны осадконакопления на запад вследствие поднятий.

В нижнеготландское время продолжалось поступление песчаного материала с востока и отлагались так называемые песчаники Медина; на севере они достигают 350 м мощности, более крупнозернистые и имеют в основании конгломераты (полуостров Гаспе); южнее, до Алабамы, мощность их убывает вдвое и галечный материал исчезает. На запад (см. рис. 57 б) песчаники переходят в сланцы и затем в известняки. Характерную особенность песчаников Медина составляет то, что они содержат скудную морскую фауну, а главное — что они продолжают на восток, во внутреннюю зону геосинклинали, заметно больше предыдущих цинциннатских слоев. Это указывает, что поднятия ордовикского времени теперь сменились незначительными погружениями. Трансгрессируя постепенно на область былых воздыманий, александрийские пласты в северной части Аппалачской зоны ложатся на более древние ордовикские породы не только с размывом, но и с угловым несогласием, все более и более резким по мере перемещения на северо-восток. Так, в северной части штата Пенсильвания угловое несогласие достигает всего 10—15°, но в штате Нью-Йорк и севернее доходит до 65° и даже до 90°. В южной части геосинклинали угловое несогласие отсутствует. Таким образом, восходящие движения конца чампленского и цинциннатского времени, которые мы только что реконструировали по анализу фаций, были не просто колебательными. На северо-востоке Аппалачской зоны они сопровождались также складкообразованием, деформировавшим срединную часть зоны. Это складкообразование получило от Штилле название таконской фазы и стало как бы стандартом, с которым донные увязываются складчатые движения конца нижнего силура на других участках земной коры. На анализе таконской фазы Аппалачей особенно отчетливо видно, что эта фаза, подобно всем орогеническим фазам вообще, была явлением не мгновенным, но вполне измеримой геологической длительности и разлагалась, вероятно, на серию более мелких подвижек.

Ниагарские (среднеготландские) пласты залегают на песчаниках Медина с небольшим эрозионным несогласием¹; в их основании располагается мощный и протягивающийся через всю геосинклиналь пласт оолитовых железных руд, — так называемых клинтонских, — за которым следуют глинистые сланцы и обычные ниагарские известняки с обильной фауной. Поднятия, связанные с таконским орогенезом, в это время, видимо, ликвидируются совсем.

В северо-восточной части Аппалачей, претерпевшей складкообразование, с ниагарскими погружениями связывается оживление вулканической деятельности. На северном побережье Теплого залива выходит

¹ Эрозионным несогласием, в отличие от углового, называются случаи трансгрессивного налегания пластов друг на друга при сохранении одного и того же угла наклона пластов к горизонту.

свита лав до 1000 м мощностью, переслоенных известняками; извержения были, видимо, подводными. Юго-западнее, в Нью-Брунсвике и особенно на юго-востоке штата Мэн, мощность туфовых слоев и лав достигает 3000 м. Вне этих орогенических участков вулканизм в верхнем силуре отсутствует.

В верхнеготландский (кайюганский) век вдоль южной большей части геосинклинальной зоны отлагаются красноцветные палеонтологически немые песчано-глинистые породы, на севере же — в штатах Нью-Йорк, северная Пенсильвания и Охайо — характерная соленосная толща, мощностью до 100 м, состоящая из переслоев серых глин с пластами каменной соли большой мощности. Интересно, что в составе этой галогенной толщи гипсы отсутствуют почти полностью. Над галогенной толщей лежит небольшой пласт глинистого известняка и доломитов с фауной, постепенно переходящий в девон. Смысл разреза ясен: конец силура знаменуется кратковременной волной эпейрогенических поднятий, сменившихся у самой границы с девоном новым погружением.

Итак, размещение фаций и их мощностей в Аппалачской геосинклинали целиком контролируется процессами складкообразования в ее северной части, и это именно обстоятельство делает силурийские отложения Аппалачей классической областью для анализа хода орогенеза и разъяснения конкретного содержания понятия «орогеническая фаза».

8. Общие черты палеогеографии и движений земной коры за силурийский период

Сопоставление изложенных выше данных по отдельным крупным регионам позволяет выделить в ходе силурийской истории ряд последовательно развивавшихся крупных событий (см. приложение II, карту 2).

Отправным процессом ее является крупная волна погружений и трансгрессий, охватившая в нижне- и среднеордовикское время самые разнообразные участки литосферы. В это время постепенно, с рядом возвратных движений, затопляется почти вся поверхность Североамериканской платформы, уходит под уровень моря северо-западная часть Русской платформы, возвращается морской режим на платформах Сибирской и особенно Китайской. В геосинклинали, где регрессия конца кембрия была выражена слабо, соответственно и трансгрессия ордовика не так бросается в глаза, но все же может быть отмечена, например, на Западноевропейском поднятии и в других местах.

В верхнеордовикское время на разных участках геосинклиналей в несколько разные моменты начинаются складкообразовательные движения и соответственно поднятия дислоцированных участков из-под уровня воды. Разыгрывается сложный и длительный орогенический процесс, который мы теперь суммируем в понятии «таконская орогеническая фаза». Максимальной силы она достигла в геосинклинальной области между Русской и Сибирской платформами (Казахстан, Алтай, Салаир — Саяны и на востоке — в Прибайкалье), менее значительно она проявлялась на севере Аппалачей, в Грампианской зоне и в Западной Европе (Арденны, Польские горы), а также на юге Австралии (Тасмания, Виктория, Новый Южный Уэльс). С этим орогенезом совпали временные поднятия и регрессии на Североамериканской, Русской, и может быть, Китайской (?) и Сибирской (?) платформах.

С начала готландия отрицательные движения земной коры вновь пересиливают и происходит вторая крупнейшая трансгрессия. Пространственно эта волна погружений локализуется почти так же, как и нижнесилурийская: очень сильно опускаются Североамериканская плат-

форма, Сибирская и частично Русская; погружаются в главной своей части и области только что возникших таконских складок. Отличие от ордовика заключается лишь в том, что море трансгрессирует в ряде мест на территорию Гондваны (Южная Америка, Африка) и Китайская платформа, возможно, не испытывает погружений, что, впрочем, не вполне достоверно. В общем в верхнесилурийское время море заливает на площади современных континентов не меньшую территорию, чем в ордовикскую эпоху.

В верхнем готландии, начиная с середины лудлоу, вновь разыгрываются горообразовательные движения, протекавшие не менее сложно, чем таконский орогенез. В настоящее время в этом верхнесилурийском орогенезе различают две фазы: арденнскую, до даунтона, и эрийскую — после даунтона, но это, конечно, не передает истинной сложности процесса. Одноплановенно орогенез конца силура охватил те же площади, что и таконский, и частично юго-восток Азии (Нань-Шань, Гуанси в Южном Китае). С ним совпала огромная и, как увидим ниже, длительная регрессия. Подымаются и обсыхают практически все платформы, а также почти все площади верхнесилурийского орогенеза, и море остается лишь в центральной части Средиземноморской геосинклинали, на Урале и в южных дугах Тянь-Шаня, в Кордильерах (местами), в Андах и на небольшом участке Аппалачей. Сиалическая оболочка в это время переживает ясно выраженную геократическую эпоху, весьма сходную с той, которая характеризовала переход от протерозоя к кембрию.

Что касается общего характера палеогеографии и осадконакопления на платформах и в геосинклинальных областях, то в силурийский период эти основные, структурные единицы земной коры различаются еще резче, чем в кембрии. На платформах отлагаются огромные плащи мелководных карбонатных пород (известняков и доломитов), с которыми ассоциируются иногда красноцветные песчано-глинистые породы; только на платформах концентрируются лагунные галогенные фации. Вулканизм во всех его проявлениях здесь отсутствует. В геосинклиналях почти исключительно развитием пользуются граптолитовые сланцы, песчаники, конгломераты, причем первые, по крайней мере в ряде случаев, представляют достоверные глубоководные отложения (например, в котловине в районе озер северной Англии). Почти на всех крупных участках геосинклинальных зон имеет место весьма мощный вулканизм подводного типа, с которым ассоциируются значительные толщи кремнистых сланцев и яшм. Из хемогенных продуктов здесь привлекают внимание железные руды (например, клинтонские и ряд других) и фосфаты (Салаир). Галогенные отложения полностью отсутствуют (верхнеготландская соль в Северной Америке лежит на краю платформы, вне собственно геосинклинальной области Аппалачей).

9. К вопросу о вымирании органических форм в силурийском периоде

Из описания истории органического мира в течение силура видно, что на границе нижнего и верхнего силура и в конце силурийского периода происходили крупные изменения в фауне морей. Припомним, что на границе S_1 и S_2 радикально меняется состав трилобитовой и граптолитовой фауны и значительно — фауны кишечнорастных и брахиопод. На границе же верхнего силура резко сокращаются в числе граптолиты, наутилоидеи, цистоидеи, трилобиты. Спрашивается, чем объясняются эти изменения?

Сравнивая ход истории органического мира и истории земной коры в течение силура, нельзя не обратить внимания на то, что резкие изменения в составе органического мира силурийского моря каждый раз совпадают с отчетливо выраженными крупными тектоническими процессами в земной коре, проявляющимися в форме горообразовательных актов. Так, смена фауны на границе S_1 и S_2 совершенно отчетливо совпадает с таконским орогенезом; вымирание ряда групп на границе верхнего силура и нижнего девона — с новокаледонским орогенезом. Едва ли мы имеем здесь дело с простым хронологическим совпадением. Дело в том, что каждый горообразовательный акт, поднимая горные цепи, меняя очертания бассейнов, мобилизуя магму, неизбежно должен был нарушать сложившиеся до него биомические (т. е. физико-географические) условия (распределение суши и моря, самую обстановку внутри морских бассейнов и т. д.). Но перемена условий сейчас же должна была вызвать необходимость приспособления к ним со стороны организмов. Едва ли можно ожидать, что все группы, ранее существовавшие, одинаково успешно справятся с этой задачей. Скорее нужно думать, что одни группы приспособятся быстрее, другие медленнее, третьи не смогут приспособиться совсем. Быстро приспособившиеся группы, очевидно, будут в особо благоприятных условиях: они дадут много форм и будут попрежнему в состоянии процветания; слабо приспособившиеся, или неприспособившиеся совсем, должны будут постепенно вымирать. Таким образом, в балансе всех этих процессов окажется, что потрясенный изменением условий среды органический мир через некоторое время станет иным, чем он был. Повидимому, как раз такого рода процессы и протекали в силурийское время, и именно они и объясняют те значительные изменения в составе органического мира, которые мы наблюдаем в это время. Если это так, то мы можем прямо говорить об определяющем влиянии изменений среды на организмы в течение силурийского периода, хотя, как это совершенно очевидно из изложенного, конкретные формы связи организма и среды и конкретные пути воздействия последней на организм нам еще далеко не ясны, и указать, например, конкретные факторы, обусловившие вымирание граптолитов или резкое сокращение трилобитов и цистоидей, пока не представляется возможным.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ КАЛЕДОНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА

Кембрийский и силурийский периоды составляют, как мы знаем, естественный тектонический этап в истории сиалической оболочки Земли, получивший наименование каледонского. Имея это в виду, целесообразно описание названных периодов завершить разбором некоторых общих вопросов, касающихся каледонского этапа в целом. Два из этих вопросов заслуживают особого внимания. Во-первых, необходимо подвести итог всей сумме геологических событий, составивших содержание каледонского тектонического этапа, и выяснить изменения, которые произошли в результате их в составе и структуре сиалической оболочки Земли. Во-вторых, путем сопоставления эпейрогенических и орогенических движений сиаль в кембрии и силуре, нужно выявить общую схему их для этапа в целом и особенности их проявления в геосинклинальных и платформенных областях.

К этим кардинальным вопросам присоединяется ряд более мелких — о климате, особенностях каледонского осадкообразования сравнительно с докембрийским и т. д.

1. Основное содержание и результаты геологических событий каледонского этапа

Отвлекаясь от деталей, можно сказать, что за пестрым, калейдоскопом трансгрессий и регрессий, размывов и седиментации, складкообразовательных движений и вулканизма в кембро-силуре скрывались два основных геологических процесса, унаследованных от докембрия: рост стратисферы как целого, т. е. обогащение ее новыми осадочными и осадочно-эффузивными формациями, и усложнение тектонической структуры стратисферы, т. е. усложнение форм залегания прежде существовавших и новых петрографических комплексов.

К сожалению, мы не можем в настоящее время количественно — в кубических метрах или тоннах — выразить ни общей массы возникших в течение кембро-силура пород, ни реального прироста стратисферы за счет выброса магмы из глубин. О первой величине некоторое представление могут дать цифры мощностей осадков, особенно, если отнести их мысленно к площадям, покрывавшимся морем. Так, кембрийские осадки Русской платформы составляют 250 м, Североамериканской — 90—200 м, Сибирской — 1500—2000 м, Китайской — 700—1000 м. Силурийские отложения Североамериканской платформы колеблются от 300 до 1500 м, Русской — от 250 до 1000 м, Сибирской — от 600 до 900 м.

В геосинклинальных областях мощности кембро-силура значительно больше. Так, кембрийские отложения Грампианской геосинклинали составляют свыше 1000 м в Норвегии и свыше 3000 м в средней Англии; в Аппалачской зоне они колеблются от 1200 до 2700 м, в Салааро-Саянской зоне — от 500 до 9000 м и примерно так же в Южной Австралии. Мощность силурийских отложений в Грампианской зоне изменяется от 2000 до 10 000 м (Англия), в Южнотяньшанских дугах — от 2000 до 3000 м, в Казахстане (по Кассину) — от 5000 до 6000 м; на Алтае один нижний силур достигает (по Никонову) 7000 м, общая же мощность его более 10 000 м.

Из этих цифр отчетливо видны как огромный размах процесса каледонского осадконакопления, так и то своеобразное обстоятельство, что максимум новых осадочных толщ падает на геосинклинальные районы. Последнее обстоятельство станет еще более очевидным, если припомнить, что в каледонский тектонический этап осадконакопление в геосинклиналях занимало гораздо большие площади по сравнению с платформами. Особенно важно, однако, то, что практически вулканизм во всех его проявлениях был связан только с геосинклинальными районами кембро-силура и, следовательно, реальный материальный прирост стратисферы за счет более глубоких горизонтов земной коры происходил в каледонское время лишь в геосинклинальных зонах.

Одновременно с общим приростом стратисферы — в процессах колебательных и складчатых движений — шло изменение характера залегания как вновь возникших, так и более древних докембрийских пород. Эти изменения были всеобщими, т. е. охватывали все без исключения участки земной коры, но на разных структурных единицах были неодинаковы, как по интенсивности, так и по характеру деформации.

На платформах Североамериканской, Сибирской и Китайской в результате длительных погружений кембро-силура докембрийский фундамент по всей площади опустился на некоторую глубину — на Североамериканской платформе относительно небольшую (сотни метров), на Сибирской и Китайской — на значительную (около 2000—2500 м). На Русской платформе погружения захватили лишь ее периферические части, тогда как середина, никогда не покрывавшаяся морем, была приподнята в виде огромного плоского щита. Гондванская глыба, если она действительно существовала тогда в той форме, как мы ее обрисовали, вела себя аналогично Русской платформе. У опускавшихся платформ погружения в разных частях были неодинаковы по амплитуде, и это вызвало деформирование платформенных тел; возникли крупные сильно прогнутые мультискладчатые чаши и менее опущенные огромные сводообразные участки, т. е. стало намечаться расчленение платформ на выступы и впадины. К сожалению, вследствие недостаточной тектонической изученности, названные каледонские структуры не могут быть пока выявлены во всей полноте. Но кое-что уже начинает проясняться. Так, на Сибирской платформе максимальные мощности осадков S_1+S_2 (особенно первого) приходится на участок между современными Алданским и Анабарским массивами, и, следовательно, первое оформление этих массивов и разделяющей их, так называемой Ленско-Вилюйской впадины относится к каледонскому тектоническому этапу. Вдоль юго-западного и южного края этой платформы одновременно со складчатостью Саяно-Байкальской дуги возникли длинные, но слабо выраженные складки, параллельные краю платформы и отделенные одна от другой широкими полосами ненарушенных пород. На Североамериканской платформе в результате каледонских движений намечалось, повидимому, дифференциальное погружение ее западного, северо-восточного и

юго-восточного бортов относительно центра (Гудзонов залив) и фундамент платформы приобрел характер щита неправильных очертаний, покрытого плащом преимущественно силурийских пород. В южной части ее определился своеобразный так называемый Цинциннатский вал, протянувшийся параллельно Аппалачской геосинклинали из штата Охайо в штат Онтарио (Канада). Вал этот, начавший формироваться со среднего ордовика, является огромным плоским сводообразным поднятием, на котором мощность осадков силура уменьшена.

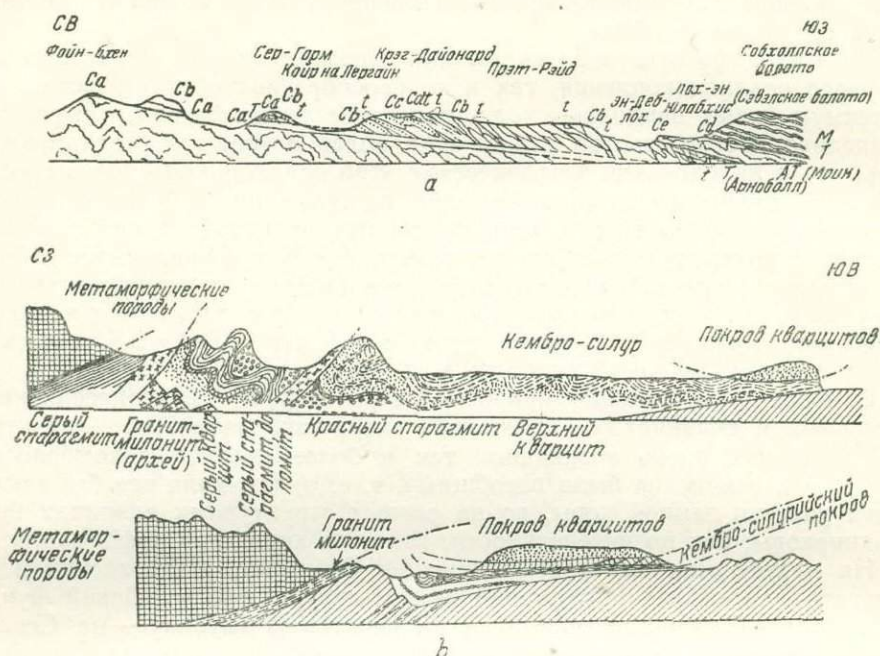


Рис. 58. Строение Грампианских каледонид

а—схема шотландских надвигов

А—левисский гвейс, Са, Сб, Сс, Сд, Се—кембрий, М—восточная метаморфическая свита, Т—Моинский надвиг, т—меньшие надвиги

* б—схема структуры восточной зоны каледонид в южной Лапландии и северной Емтландии

Характерно, что все перечисленные деформации платформ в каледонское время происходили медленно в процессе неравномерных по амплитуде эпейрогенических движений платформ и нигде не сопровождались никакими проявлениями вулканизма. Это — эпейрогенические структуры в строгом смысле слова.

Несравненно резче проявились деформации каледонского этапа в геосинклинальных зонах. Как видно на приведенных профилях, огромные по мощности свиты были сложены в интенсивные складки и опрокинуты; эти складки далее во многих местах разорваны, превращены в чешуи, а чешуи надвинуты одна на другую. Этими процессами грандиозных перемещений была захвачена также и магма. С больших глубин поднялись огромные массы ее и внедрились в формирующиеся структуры, застыли здесь в виде массивных батолитов в десятки километров шириной и в сотни километров протяжением. Часть магматических пород при этом возникла за счет переплавления вещества самой стратиферы. Не нужно длинных рассуждений, чтобы видеть всю сложность процессов, которые здесь происходили в эпоху орогенеза, и ту огромную затрату энергии, когорой они сопровождались.

Изучая локализацию и характер возникших каледонских структур, можно уловить несколько закономерностей, которым они подчиняются. Во-первых, складчатые деформации каледонского этапа охватили не всю площадь геосинклинальных зон, а только часть их. В Средиземноморской зоне практически нетронутой складчатостью оказалась центральная часть геосинклинали — южная Европа и Гималаи, в Урало-Сибирской зоне — Урало-Тяньшанская ее полоса. В Америке нет ясных указаний на каледонский орогенез во всей огромной полосе Кордильер и Анд. На северо-востоке Азии, от р. Лены до Камчатки, вопрос о складкообразовании каледонского этапа неясен, но если оно здесь и было, то тоже не повсеместно. Во-вторых, в затронутых орогенезом частях геосинклиналей деформации максимальной силы локализуются по соседству с платформами (Саяны — Прибайкалье, юг Австралии, Северная Америка) или между платформами, если геосинклиналь узка (Грампианская зона). С удалением от платформ интенсивность складчатых дислокаций убывает. Это отражается на всем характере структур. Именно в ближайшем соседстве с платформами в Грампианских и Саяно-Прибайкальских каледонидах и наблюдаются те сложнейшие складки, какие изображены на рис. 58. При этом опрокидывание складок и движение надвигов шли в обоих случаях в направлении на платформу. В более удаленных частях каледонской складчатости интенсивность дислокаций убывает и, что особенно существенно, они, повидимому, не заполняют всего пространства сплошь, как в каледонидах, но образуют мозаику из дислоцированных поднятий и располагающихся между ними прогибов, где складкообразование проявилось очень слабо или его не было совсем (Казахская зона).

В итоге колебательных (эпейрогенических) и складчатых (орогенических) движений общая структура сиалической оболочки Земли, несомненно, стала сложнее, чем была в докембрии. Одновременно в ней возрос объем жестких единиц и убыл объем пластических. Платформы выросли за счет геосинклиналей.

Каледонский тектонический этап продолжал эволюцию литосферы в направлении, унаследованном от протерозоя.

2. Общая схема движений земной коры в течение каледонского тектонического этапа

Каледонский тектонический этап — первый, для которого мы можем с некоторыми подробностями проследить движения земной коры на разных ее участках. Естественно поэтому выяснить, как же протекают эти движения для этапа в целом, подчиняются ли они каким-либо хронологическим закономерностям и в чем состоят эти закономерности?

На диаграмме (рис. 59) воспроизведены графически основные колебания и орогенические фазы, которые сиаль испытала в кембросилуре. Отчетливо выступают три крупные и, несомненно, сложно построенные волны прогибаний, отвечающие трансгрессиям нижне- и среднекембрийской, ордовикской и готландской. Между ними располагаются (так же,

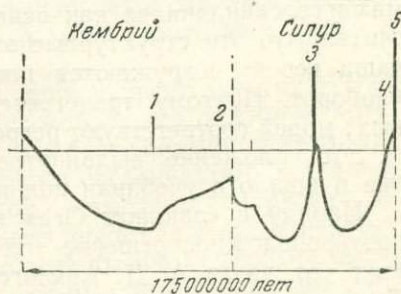


Рис. 59. Схема движений земной коры в течение каледонского тектонического этапа

1—салаирская фаза, 2—вермонтская фаза, 3—таконская фаза, 4—арденнская фаза, 5—эрийская фаза

вероятно, сложно построенные) волны регрессий — в верхнем кембрии, на границе нижнего и верхнего силура и в конце готландия. Складкообразовательные процессы привязываются минимум к трем промежуткам времени: верхнему кембрию (салаирская фаза), концу ордовика — началу готландия (таконская фаза), концу готландия — началу девона (арденнская и эрийская фазы). Небольшие орогенические подвижки были в отдельных пунктах и в другие моменты времени (например, трюсильская фаза в нижнем ордовике Трондъемской мульды), но это не меняет того положения, что основные и наиболее значительные складкообразовательные движения совершались в указанные немногие орогенические фазы. О том, что каждая из фаз (салаирская, таконская, верхнесилурийские) являлась длительным и сложным процессом, а не мгновенным единичным актом, достаточно говорилось выше.

Таким образом, каледонский тектонический этап ясно расчленяется на две неравные половины: в первую, большую часть этапа (кембрий и главная часть ордовика) господствуют отрицательные колебательные движения — прогибания, во вторую, меньшую, наряду с колебательными резко проявляются движения складкообразовательные и параллельно с седиментацией формируются новые складчатые структуры.

В сущности говоря, эта схема динамики каледонского тектонического этапа вполне отвечает той, которую мы вывели ранее, например, для лептитового, ботнического и карельского этапов в докембрийской истории Русской платформы. Но вместе с тем отчетливо выявляется и гораздо большая сложность каледонского этапа. И первая часть этого этапа — погружение, и вторая — складкообразование легко расчленяются на более мелкие элементы: трансгрессии и регрессии, орогенические фазы, отделенные одна от другой промежутками эпейрогенеза. Однако, эти различия, вероятно, лишь кажущиеся. От каледонского этапа до нас дошло гораздо больше каменных документов, и эти документы, благодаря применению палеонтологического метода, мы можем хронологически ориентировать гораздо подробнее, чем для любого отрезка докембрия. Неудивительно поэтому, что и в ходе каледонского этапа, в его движениях, мы распознаем несравненно больше деталей, чем в аналогичных тектонических этапах докембрия. Усложнение динамической схемы каледонского этапа сравнительно с докембрийскими является следствием, в основном, его более полной изученности.

Уже давно исследователей тектонической эволюции земной коры занимал вопрос, существовала ли в движениях геосинклинальных зон и платформ какая-либо координация и какая именно?

Известный французский геолог Э. Ог, основатель учения о платформах и геосинклиналях как основных структурных единицах земной коры, считал, что эти структурные элементы ведут себя в истории Земли, как чаши весов: погружаются платформы — поднимаются геосинклинали и наоборот. Поэтому трансгрессиям эпиконтинентальных (наплатформенных) морей соответствуют регрессии морей геосинклинальных, и наоборот.

Это положение, выдвинутое еще в 1900 г., быстро получило признание и вошло в учебники под именем «закона Ога».

Наряду с «законом Ога» имеется, однако, и другое, диаметрально противоположное решение той же проблемы, предложенное независимо друг от друга А. Д. Архангельским (1923 г.) и Г. Штилле (1924 г.). Тщательный анализ большого фактического материала, произведенный этими исследователями, показал, что случаи проявления «закона Ога» в прошлом весьма немногочисленны и являются исключением. В качестве же правила наблюдается, что платформы и геосинклинальные зоны вместе погружаются и вместе всплывают.

Не вдаваясь в детальный разбор этого вопроса, во всем объеме, применительно к каледонскому тектоническому этапу можно, кажется, принять, что в нем движения подчиняются правилу Архангельского-Штилле, а не «закону Ога».

Действительно, как это указывалось выше (см. главы VIII—IX), трансгрессии нижнего и среднего кембрия, ордовика и готландия сказываются в геосинклинальных областях и на платформах практически, т. е. в пределах точности геохронологических определений, одновременно, хотя в геосинклиналях они наступают иногда несколько раньше, чем на платформах. Прекрасным примером такого запаздывания погружения платформы является кембрий Северной Америки, где трансгрессия в Аппалачской и Кордильерской геосинклиналях началась в георгийское, а на платформе лишь в акадское время. Такой хронологический диссонанс, также отмеченный А. Д. Архангельским (1934 г.), однако не отменяет самого правила, но только детализует механизм погружений, всегда (или по крайней мере наиболее часто) начинающихся в геосинклиналях и затем распространяющихся на платформы. К сожалению, материал каледонского этапа мало дает для познания этого вопроса, но ниже мы увидим ряд прекрасных тому примеров.

3. Основные черты геосинклинального режима

Несмотря на то, что в общих колебательных (эпейрогенических) движениях земной коры геосинклинальные и платформенные участки выступают как единое целое, геосинклинальный режим все же существенно отличается от платформенного. Попутно с изучением истории кембрия и силура мы уже отмечали вкратце некоторые из этих различий. Сейчас целесообразно подвергнуть этот вопрос детальному сравнительному анализу, тем более, что поведение геосинклиналей и платформ в эпохи эпейрогенеза в дальнейшей истории Земли воспроизводит в основных чертах их режим в каледонское время.

Бросающейся в глаза особенностью геосинклинальных регионов было обширное развитие и устойчивость на них морского режима.

Морские бассейны существовали в геосинклиналях не только в эпохи всеобщих погружений и трансгрессий, как нижне- и среднекембрийская, ордовикская, готландская, когда затоплялись и геосинклинальные зоны и платформы, но и в эпохи всеобщих регрессий, как в конце протерозоя и в конце силура, когда море с платформ уходило и они превращались в сухопутные площади. Геосинклинальные зоны являлись своего рода областями «переживания» моря в регрессивные эпохи и районами, откуда начинались новые морские трансгрессии. Только те геосинклинальные участки, которые непосредственно захватывались складкообразованием, освобождались на более или менее длительное время от морского покрова.

Морской режим, господствовавший по преимуществу в геосинклинальных зонах, был, однако, довольно своеобразным режимом. Хотя по размерам своим многие геосинклинальные бассейны могут быть названы океаническими, по палеогеографическим особенностям они вовсе не походили на океаны в географическом смысле этого слова. С понятием «океанический водоем» связывается представление о необозримой водной глади, простирающейся на многие тысячи и десятки тысяч километров и прерываемой только одиночными островами, площадь которых исчезает среди площади, занятой водой. Геосинклинальные же зоны представляли собой моря, изобиловавшие островами, разрушение которых питало прилегающие впадины обломочным материалом. Прибегая к сравнению с современными бассейнами можно сказать, что зоны Ма-

лафского и Антильского архипелагов являются, повидимому, наиболее подходящей параллелью для типичного геосинклинального моря. Такого рода трактовка палеогеографии геосинклинальных бассейнов была выдвинута А. Д. Архангельским (1934 г.) и независимо от него С. Бубновым. Повидимому, эта трактовка наиболее соответствует существу дела. Особенно отчетливо это выяснилось после недавнего анализа условий седиментации в Малайском архипелаге, выполненного С. Терсье (1940 г.). Высокие и низкие острова чередовались в геосинклинальном море с глубокими и мелкими межостровными впадинами, придавая рельефу дна сложный характер. К сожалению, в подавляющем большинстве случаев мы не можем из-за недостатка фактического материала воспроизвести контуры этих островов и проследить во времени за их изменениями. Лишь в отдельных случаях для наиболее обширных по площади островных участков удается указать возможные районы их локализации, как, например, Западноевропейское поднятие в начале и конце кембрия и некоторые другие. Однако это обстоятельство отнюдь не умаляет значения идеи геосинклиналей как островных, архипелаговых морей. Оно только дает меру той малой степени проникновения в конкретную палеогеографию геосинклиналей; особенно древних, какой мы пока располагаем.

В локализации островов и депрессий внутри геосинклинальной зоны была, повидимому, некоторая закономерность. При анализе более молодых палеозойских и кайнозойских, отчасти и каледонских геосинклиналей замечено, что их осадкам свойственна ярко выраженная тенденция давать относительно узкие и длинные полосы, ориентированные в общем по основному простираанию зоны и часто близко совпадающие с ориентацией современных крупных складчатых структур. По простираанию таких полос свойства осадка весьма устойчивы, вкрест простираания они быстро меняются. Нередко, например, на протяжении всего 2—1—0,5 км толща карбонатных пород может перейти в глинистую, последняя — в песчаниковую, песчаниковая — в конгломератовую. Такое поведение осадков возможно, конечно, лишь при условии, что острова внутри геосинклинальных морей ориентировались также в общем по протяжению зоны и представляли собой, в сущности, наиболее приподнятые участки зачаточных эмбриональных складок, позже, в орогенические фазы, развивавшихся в складчатые структуры.

Специфическую черту геосинклинальных осадков всех времен составляет их обычно громадная мощность, измеряемая тысячами метров для систем и многими сотнями — для ярусов. Эта своеобразная черта их бросилась в глаза исследователям еще середины прошлого века, и в частности Д. Холл впервые обратил на это внимание. Но только Э. Ог (*Traité de Géologie*, часть II) придал мощности геосинклинальных свит универсальное значение и превратил эту особенность геосинклинальных осадков в диагностический признак геосинклинальных зон вообще. Несомненно, что анализ генезиса больших мощностей осадков имеет огромное значение для познания особенностей тектонического режима геосинклиналей. Толкование этой проблемы, однако, долгое время было односторонним и неправильным. Полагали, по примеру Ога, что мощность осадка характеризует геосинклинальные зоны только как зоны прогибания. При этом сами геосинклинали представлялись в виде огромных структурно цельных глубоководных ванн, где накапливался материал, сносимый с платформ. За последние 15—20 лет выяснилось, что такое понимание геосинклиналей неверно. Геосинклинальные бассейны, как изложено выше, были сложны и состояли из серии прогибов и разделявших их островов. Питание котловин лишь в небольшой степени про-

исходило за счет сноса с платформ, главным же образом — за счет денудации внутригеосинклинальных островных поднятий и эффузивных процессов. В свеге таких представлений глубокие прогибания были свойственны внутри геосинклиналей лишь межостровным впадинам, которые поэтому и накапливали мощные осадочные и осадочно-эффузивные свиты. Но разделяющие эти котловины островные участки должны были, напротив, двигаться в обратном направлении, ибо только при этом условии рельеф их, непрерывно понижаемый денудацией, мог постоянно подновляться и мог осуществляться тот непрерывный поток обломочного материала, который способствовал заполнению депрессий и образованию мощных обломочных свит. Таким образом, геосинклинальный режим в эпоху господства эпейрогенеза являлся режимом интенсивных дифференцированных и противоположно направленных колебательных движений. Режим этот по своему типу близко напоминает режим современного Малайского архипелага, где зафиксированы резкие следы таких же противоположно направленных движений. На многих островах этого архипелага существуют серии террас с молодыми прибрежными морскими осадками, поднятыми на сотни метров (до 800 м и даже выше); на некоторых террасах (на о. Тимор и др.) сохранились коралловые рифы позднечетвертичного времени, поднятые на высоту до 1050 м. С другой стороны, на дне межостровных морей имеются рифы, глубоко опущенные по отношению к месту их образования. Так, экспедиция на корабле «Сибога» 1 сентября 1900 г. нашла посередине Церамского моря (к северу от о. Церам) на глубине от 1304 до 1633 м обширную полосу — протяжением свыше 5,5 км — отмерших современных рифообразующих кораллов, частично почти неизмененных, частью же покрытых коркой окислов железа и марганца. В других пунктах подобные находки сделаны на еще больших глубинах. Так, в проливе Зулу коралловые рифы найдены на глубине 2542 м, в проливе Гальмагера к северу от Майо — на глубине 2878 м, в проливе Занги между северной ветвью о. Целебес и Минданао — на глубине 3294 м и к востоку от Занги — на глубине 2878 м. Отсюда видно, что амплитуда колебаний на площади Малайского архипелага за ничтожный геологически отрезок времени со второй половины четвертичного периода достигла огромных размеров и, следовательно, сами движения должны были совершаться относительно быстро. Мы не можем, конечно, переносить автоматически и целиком представления, основанные на наблюдениях в Малайском архипелаге, на ископаемые геосинклинальные моря, но некоторую идею относительно геотектонического режима геосинклинальных морей они дать все же могут.

Быстрота и противоположная направленность колебательных движений в геосинклинальных зонах имели два существенных следствия. Первым была изменчивость размеров и очертаний островных участков и межостровных депрессий, их высот и соответственно глубин. На опускавшихся крупных площадях острова покрывались водой и превращались в морское дно; на приподнимавшихся площадях вырастали новые участки суши и только что отложенные осадочные толщи вновь подвергались размыву. Отсюда возникла столь характерная резкая изменчивость разреза геосинклинальных свит по вертикали, частая перемежаемость соседних фаций. Вторым следствием было возникновение разрывов и трещин, по которым снизу подымалась и выливалась на поверхность магма. Обилие вулканических островов и подводных извержений, по большей части основной и средней магмы, составляет типичнейшую черту крупных геосинклинальных зон; без них мы не знаем, в сущности, ни одной такой зоны. Внутри геосинклинальных зон эффузивный процесс локализовался по преимуществу на их центральных участках и протекал главным образом в виде подводных излияний

и выбросов пеплов, сопровождавшихся более или менее заметной гидротермальной деятельностью с выносом Fe, SiO₂, Mn и других элементов. Этот материал, осваиваясь так или иначе водной массой моря, входил в состав формирующихся морских осадков, давая кремнистые сланцы, яшмы, железо-марганцевые руды и т. д.—по схеме, нами уже разобранный (см. главу III). Интересно отметить, что с этой точки зрения геосинклинальный режим опять-таки живо напоминает режим Малайского архипелага, где на некоторых участках моря, например, вдоль южной оконечности о. Явы, у о. Бали и т. д. и к югу от Минданао в зоне Молуккских островов зафиксированы вулканические отложения. В общем балансе геосинклинального осадконакопления вулканический материал играл огромную роль, ибо за счет его первичной аккумуляции и перемыва возникли очень многие мощнейшие геосинклинальные свиты и осуществился реальный прирост стратисферы вообще.

Итак, геосинклинальный режим—это режим островных морей с интенсивными противоположно направленными колебательными движениями земной коры, с напряженной денудацией островов и накоплением мощных свитов впадинах между ними, интенсивным, главным образом подводным, вулканизмом и общей значительной изменчивостью палеогеографической обстановки.

4. Основные черты платформенного режима

Совсем иначе выглядели палеогеография и тектонический режим платформ.

Характерную черту этих областей составляет значительно меньшее развитие на них морских условий. Существует ряд эпох—конец альгонка, конец силура и начало девона, верхняя пермь и нижний триас, неоген, когда все платформы, как единое целое, стояли выше уровня моря и представляли собой обширные сухопутные площади, тогда как в геосинклиналях и в это время островное море покрывало крупные территории. В эпохи преобладания отрицательного эпейрогенеза и трансгрессий (нижне- и среднекембрийская, ордовикская, готландская, средне- и верхнедевонская, средне- и верхнекарбоновая и др.) огромные морские бассейны развивались на ряде платформ. Однако и в эти времена они никогда не затоплялись целиком. Общая сумма затопляемой площади платформ в пределах современных континентов сейчас не поддается точному учету, но даже при максимальных трансгрессиях она едва ли когда-либо превосходила $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ всей их территории. Таким образом, платформенные участки в постальгонке—это действительно прежде всего *aïres continentales*, континентальные площади,—как их впервые назвал Э. Ор.

Рельеф платформ в периоды господства на них континентального режима нам неизвестен, но по аналогии с современной их геоморфологией можно думать, что он отличался обычно мягкостью, равнинностью, плоскостностью. Такой вывод подтверждается изучением характера морских водоемов, когда они возникали на платформах. Судя по широкому распространению мелководных карбонатных фаций (известняков, доломитов), преобладанию среди обломочных пород глинистых и глинисто-песчаных осадков, отсутствию сколько-нибудь значительных конгломератных накоплений, на платформенные (или — эпиконтинентальные) моря представляли собой мелководные, плоские водоемы с мягкими очертаниями дна, лишенные сколько-нибудь развитой сети

островов. Такой характер наплатформенных морей отчетливо выявляется в силуре Северной Америки и Русской платформы, в кембрии Сибирской. Ближайшими аналогами этих бассейнов являются современная Багамская банка, Северное (Немецкое) море, Баренцево, Карское моря, Гудзонов залив. В пространственной локализации наплатформенных морских фаций отсутствует то ярко выраженное линейное расположение, которое так характерно для бассейнов геосинклинальных: фации лежат крупными, иногда почти изометричными, иногда более или менее вытянутыми, неправильными очертаний, пятнами с постепенными переходами по всем направлениям. Острова и неровности рельефа, там, где они были, имели вид не полузатопленных узких и длинных складок, а широких, пологих, с мягкими очертаниями вздутий и прогибов, в ориентации которых часто не было определенной направленности. Надводный рельеф островов, а также окружавшей моря суши почти всегда был незначительным по высоте и амплитудам колебаний его отрицательных и положительных элементов, а часто и совершенно пенеценизированным. Современная Среднерусская равнина, Западносибирская низменность, побережье Мексиканского залива, вероятно, могут служить примерами этого древнего наплатформенного рельефа на площадях, примыкающих к эпиконтинентальным морям, по крайней мере, для каледонского времени. Бросающуюся в глаза особенность платформ, сравнительно с геосинклиналями, составляют резко уменьшенные мощности их осадков: платформенные отложения в общем в 3—10 раз уступают геосинклинальным. Это обстоятельство указывает на гораздо меньшую интенсивность колебательных движений на платформах сравнительно с геосинклиналями, причем ослабление касается не только отрицательно, но и положительно направленных движений, т. е. всей амплитуды эпейрогенеза. Сравнительно с геосинклинальными зонами, платформы представляют собой области гораздо более инертные, колебания которых вверх — вниз несравненно более медленны и имеют меньший размах. Только благодаря плоскостности платформенного рельефа эта сокращенная амплитуда колебаний давала столь обширные по площади трансгрессивные волны, какие мы видели в кембрии и силуре. В геосинклиналях, напротив, даже при гораздо большей амплитуде вертикальных движений горизонтальный прирост (или убыль) моря были гораздо менее заметны из-за резко расчлененного рельефа островов и крутизны склонов межостровных депрессий. Получается странная на первый взгляд, но в действительности вполне естественная картина: плоские мало подвижные платформы характеризуются обширными и быстро протекающими трансгрессиями и регрессиями; гораздо более расчлененные геоморфологически и подвижные геосинклинали показывают вне эпох складчатости относительно слабо выраженные регрессии и трансгрессии и относительно устойчивый морской режим.

Вулканические излияния в истории платформ обычно редки. В каледонском этапе они проявились лишь на севере Австралии в начале кембрия. Некоторые платформы — Русская, Североамериканская — за время с конца альгонка донныне вообще испытали вулканические процессы в исчезающе малых размерах. Другие — Сибирская, Южноамериканская, Африканская, Индийская — пережили в герцинское и альпийское время по одной, максимум по две эпохи, когда основная магма поднималась большими массами по разломам и частью внедрялась в виде интрузивных залежей в плаш слоистых пород над докембрийским фундаментом, частью же изливалась на поверхность. Не будучи чужд платформам

вообще, вулканизм в их истории все же не представляет собой явления, органически связанного со всеми периодами жизни платформ, что типично для вулканизма геосинклинального. Наоборот, это — признак каких-то редких, но важных критических моментов платформенной истории. Характерно также, что в отличие от геосинклиналей, излияния магмы на платформах происходят не в подводных, а в континентальных условиях. Поэтому типичнейшие для геосинклиналей кремнисто-яшмовые эффузивно-осадочные формации с сопровождающим их комплексом хемогенных отложений отсутствуют среди платформенных осадков.

Из изложенного видно, что режим платформ действительно существенно отличается от режима геосинклинального и что превращение пластических подвижных геосинклинальных участков в мало подвижные жесткие платформенные является качественным изменением свойств данного участка земной коры.

И все же, подчеркивая различия геосинклинальных и платформенных зон в эпохи эпейрогенеза, нужно помнить, что степень выраженности типичных геосинклинальных черт в разные моменты истории Земли и на разных участках земной коры могла быть различной. Количество и размеры островов, их высота, соответственно глубина и размеры межостровных котловин, амплитуда и типы колебательных движений, напряженность вулканизма — все это варьировало от одного момента времени к другому и от одного района к другому. Как увидим ниже, в отдельные века на ограниченных площадях геосинклиналей сумма отклонений от нормы складывалась так, что получался режим, заметно отличавшийся от типичного геосинклинального и приближавшийся к платформенному. Эта конвергенция признаков отнюдь не означает, что геосинклиналями в отдельные моменты эпейрогенеза переставали быть геосинклиналями, как это иногда думают, а показывает только, что амплитуды колебаний палеогеографических условий в геосинклиналях и на платформах были широки и временами перекрывали одни другие.

5. Климаты каледонского этапа

Климатическая дифференциация, как мы знаем, существовала уже в докембрийское время и потому естественно искать следы ее существования в каледонском этапе. Действительно, среди осадков кембрия и силура есть ряд фаций, указывающих на неодинаковость климатических условий их образования.

Изучая с этой точки зрения осадки кембрия, нельзя не отметить, например, следующей любопытной картины. В северном полушарии, почти на всем протяжении Сибирской платформы, от крайнего юга ее — г. Усоля — до крайнего севера — низовьев р. Оленека, мы встречаем в ряде горизонтов фации-индикаторы аридной зоны. В начале среднего кембрия на юге формируются Усольское соляное месторождение и отдельные небольшие пласты гипса (ангидрита). В верхнем кембрии лагунные галогенные осадки широко распространены на юге (Иркутский амфитеатр), по р. Вилюю, где существует ряд соляных источников, питаемых кембрийской солью, и на севере — на мысе Нордвик, где сейчас разбурены соляные месторождения. К югу от платформы на всей территории Средиземноморской геосинклинальной зоны никаких следов аридных фаций не встречено. Напротив, наличие марганцовых руд в нижнем кембрии Англии, железорудного горизонта в хребте Кара-Тау, марганцовых руд и бокситов в Салаиро-Саянской зоне указывает, как будто, на господство здесь гумидного климата. Еще южнее, по окраине Гондваны — в Индии — в нижнем кембрии опять встречаемся с аридными осадками; к западу от Соляного кряжа, как уже указывалось, среди красноцветных

песчаников отлагаются гипсы. В Австралии среди известняков нижнего кембрия найдены оолитовые разности с трещинами высыхания; последние с некоторым правом можно принять за осадки засушливой полосы. Если это так, то крупные площади Гондваны, как будто, располагались в климате жарком и сухом. Но, с другой стороны, на крайнем юге Африки в Капской земле примерно в это время формировалось крупное Постмассбургское месторождение марганца, свидетель климата влажного (вероятно, южной влажной зоны, лежавшей к югу от Гондванской аридной полосы). Из сказанного видно, что существующий крайне скудный материал можно уложить в схему по крайней мере трех климатических зон: двух аридных — Сибирская платформа на севере, часть Гондваны — на юге, и гумидной тропической, лежащей между ними и совпадающей со Средиземноморской геосинклинальной областью. Южно-африканская часть Гондваны уходила, вероятно, уже в новую гумидную зону. Представляя дело таким образом, нельзя, однако, не обратить внимания на одну мало понятную странность — исключительно далекое распространение на север аридных фаций; месторождение каменной соли на мысе Нордвик лежит под $74,5^\circ$ северной широты, в современной полярной области. Если допустить даже, что здесь зона пустынь шла вдоль берега континента, в меридиональном направлении, как современная пустыня Атакама, то и тогда не все объяснится, ибо современная Атакама доходит лишь до 50° южной широты, т. е. лежит в умеренной области. Как истолковать эту аномалию, остается неясным.

В силурийских отложениях вновь улавливаются следы северной аридной полосы и тропической зоны. О первой свидетельствуют месторождение каменной соли в верхнеготландских слоях Северной Америки и следы трещин высыхания в ордовикских и готландских ее породах, а также слои гипсов на разных горизонтах силурийских отложений Сибирской платформы. Гумидная тропическая зона опять прослеживается в геосинклинальной зоне, начиная от Аппалачей (клинтонские руды), через марганцовые руды Бельгии, железные руды Бретани к железистым кварцитам в Саянах и т. д. Южная аридная зона в Гондване никаких реальных следов в силуре не оставила.

Описанная схема климатической зональности кембро-силура представляет собой пока только рабочую гипотезу, имеющую целью не столько решение вопроса, сколько предварительную ориентировку и нащупывание путей к его разъяснению.

Для полноты картины добавим, что из разных мест известны единичные находки якобы ледниковых отложений кембрийского и силурийского времени. Так, в самом основании нижнего кембрия в Южной Австралии найден мощный тиллитовый горизонт, указывающий на локальное оледенение в самом конце протерозоя или в самом начале кембрия. То же в хребте Циньлинь в Китае. В северной Норвегии в толще Эрке (S_2) Хольтедаль описывает конгломератовый горизонт с валунами якобы ледникового образования, что, однако, многими принимается с сомнением. Как видим, вполне достоверных следов каледонских оледенений, аналогичных гуронскому, мы пока не знаем.

6. Особенности осадконакопления в каледонский тектонический этап

Из диаграммы, приведенной, выше (см. рис. 44), видно, что от каледонского этапа сохранилось несколько типов хомогенных фаций, неизвестных в докембрии, другие же претерпели своеобразные изменения. Впервые среди осадков моря фиксируются фосфоритная и бокситовая фации. Первая известна из верхов нижнего кембрия хребта Кара-Тау,

из силура хребта Салаир, а также из основания ордовика в Прибалтике; вторая — из среднего кембрия Восточных Саян (р. Буксон). Такое позднее появление обеих названных фаций, однако, никак нельзя истолковать, исходя из условий их генезиса, и потому правильнее полагать, что фосфориты и бокситы образовывались и в докембрии, но либо метаморфизованы до неузнаваемости, либо просто пропущены при исследовании протерозоя. Среди лагунных фаций впервые доходят до нас галогенные породы: гипсы (ангидриты) и каменная соль, но еще не известны осадки последних ступеней галогенной седиментации — калийные соли. Такое появление галогенных формаций совершенно закономерно. К концу докембрия сформировались крупные платформенные участки с плоским рельефом, легко дающим даже при малой амплитуде обширные, но мелководные и слабо связанные с открытым морем, заливы и лагуны. Такой режим по своей палеогеографии приспособлен к образованию галогенных осадков и естественно, что после возникновения крупных платформ начинается массовое образование галогенных толщ, которые частично сохранились донныне. Интересна одна минералогическая особенность этих древнейших галогенных фаций: среди них большим развитием пользуются доломиты, при высоком осолонении садится NaCl , но сульфатные осадки представлены сравнительно очень слабо. В вертикальных разрезах среднекембрийской соленосной толщи у г. Усолья это выражается, например, в том, что галитовые пласты начинаются непосредственно над доломитами, а ангидриты и гипсы отсутствуют или развиты очень мало. То же и в соленосной толще S_2 Северной Америки. Самостоятельные гипсовые прослои среди доломитных пород кембро-силура хотя и встречаются, но очень маломощны и в этом отношении сильно отличаются от аналогичных свит верхнего палеозоя. Причина таких отличий пока не объяснена и сами эти отличия не привлекали к себе внимания исследователей. Возможно, что они коренятся в несколько ином, чем теперь, ионном составе морской воды и, в частности, в меньшем содержании в ней сульфатов Са. Благодаря этому насыщение воды CaSO_4 наступало много позже, чем в современных лагунных водах, и точка кристаллизации ангидрита и гипса располагалась ближе к точке кристаллизации NaCl , вследствие чего, естественно, получается слабое развитие сульфатных пород.

В каледонской истории хемогенных фаций, унаследованных от докембрия, интересны изменения в железорудных отложениях. Рудное железонскопление количественно резко падает, причем основным типом рудных фаций становятся исключительно оолитовые гематито-шамозит-сидеритовые руды. Железистые кварциты, столь распространенные в докембрии, известны лишь единично из низов ордовика Саян (по И. К. Баженову). Очевидно, дальнейшее осолонение морей и потеря атмосферой и морем CO_2 все больше ограничивают миграцию Fe на далекое расстояние в море и заставляют его садиться целиком в прибрежной зоне. Едва ли случайно, что резкое убывание железных руд и исчезновение джеспилитовых руд совпадают с развитием наземной растительности. Можно думать, что завоевание растительностью континентов значительно увеличило растительную биомассу: извлечение CO_2 в процессе фотосинтеза резко активизировалось и соответственно отрицательное влияние этих изменений на процессы осадконакопления также возросло¹.

¹ Прим. Список главнейшей литературы по исторической геологии см. во II части.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>Стр.</i>
Предисловие	4
Глава I. Проблемы исторической геологии	5
✓ 1. Современное строение земной коры и задачи ее историко-геологического исследования	5
2. Главные моменты развития исторической геологии	7
3. Положение исторической геологии среди других геологических дисциплин	8
4. План курса	9
Глава II. Методы относительной и абсолютной геохронологии	11
1. Определение относительного возраста пород в одном разрезе	11
2. Принципы сопоставления разрезов осадочных пород	12
3. Примеры приложения палеонтологического метода к сопоставлению разрезов осадочных пород. Понятие о геохронологической шкале	17
4. Строение геохронологической колонки (сводный хронологический разрез пород земной коры)	19
5. Из истории установления современных стратиграфических подразделений	20
✓ 6. Косвенное приложение палеонтологического метода и определение возраста эффузивных, интрузивных и метаморфических пород	24
7. Сопоставление морских и континентальных отложений	27
8. Миграция морской фауны и ее связь с характером грунта как источник ошибок при работе палеонтологическим методом	28
9. Неполнота палеонтологической летописи и ее значение для стратиграфии и палеофаунистики	32
10. О некоторых очередных теоретических задачах в области геохронологии	35
11. Понятие об абсолютной геохронологии	37
Глава III. Основы фациального анализа морских отложений	42
1. О принципе актуализма как основе фациального анализа	42
2. Гидрологический режим современных нормальных морей и механизм опреснения и осолонения внутриконтинентальных бассейнов	44
3. Органический мир и осадки нормального моря и морей опресняющихся и осоложняющихся	49
4. О методах восстановления нормально-морских, осолоненных и опресненных водоемов прошлого	54
5. Литоральные осадки морей и их признаки	59
6. О рельефе и глубинах морей геологического прошлого и методах их реконструкции	64
7. Некоторые закономерности в размещении шельфовых фаций современных морей и их значение для палеогеографии морей прошлого	73
8. Об отражении климатических условий на осадкообразовании в море	83
9. О влиянии подводного вулканизма на осадкообразование в морских водоемах	86
Глава IV. Основы фациального анализа континентальных отложений. Понятие о палеогеографической карте	90
1. Фациальный комплекс равнин гумидного климата	90

2. Осадки равнинных площадей аридного климата и их характерные особенности	103
3. Фациальный комплекс межгорных депрессий (котловин и предгорий)	114
4. Фациальный комплекс площадей материкового оледенения	116
5. Континентальный осадочно-эффузивный комплекс и его особенности	120
6. Поверхности размыва и их значение для палеогеографии древних континентальных площадей	121
7. О палеогеографической карте и некоторых ее особенностях	125
Глава V. Типы движений земной коры и их особенности и генетические соотношения	129
1. Анализ геологического разреза как метод реконструкции движения земной коры	129
2. Палеогеографический метод изучения эпейрогенических движений земной коры	133
3. Об источниках ошибок при изучении эпейрогенических движений земной коры	136
4. Движения земной коры, вызывающие угловые несогласия в напластованиях	139
5. Особенности орогенических процессов сравнительно с эпейрогеническими и их генетические соотношения	141
Глава VI. Основные структурные единицы земной коры, направление и этапы ее тектонической эволюции	146
1. Основные структурные единицы современных континентов	146
2. О тектонике современных океанских депрессий	153
3. Сущность тектонической эволюции сиалической оболочки земной коры	156
4. Об естественных этапах в тектонической эволюции сиалической оболочки земли	158
Глава VII. Древнейшая (докембрийская) история земной коры	161
1. Абсолютная длительность докембрийского периода и древнейшее достоверно известное состояние земной коры	161
2. Докембрийские породы Русской платформы и ее формирование	165
3. Докембрийская история Североамериканской платформы	171
4. О докембрийской истории остальных платформ	175
5. О докембрийских породах и истории геосинклинальных областей	177
6. О росте стратисферы в целом как важнейшем процессе докембрийской истории	178
7. Некоторые особенности физико-географической обстановки докембрийских эпох	179
8. Об особенностях осадконакопления в докембрии	182
9. О малой рудоносности докембрийских интрузий и возможной причине этого явления	187
Глава VIII. История земной коры в кембрийский период	190
1. Органический мир и руководящие ископаемые кембрийского периода	190
2. Геосинклинальные зоны Старого света	193
3. Русская платформа	198
4. Сибирская платформа	200
5. Китайская платформа	204
6. Гондванская глыба	205
7. Северная и Южная Америка	206
8. Общие черты палеогеографии и движение земной коры за кембрийский период	207
Глава IX. История земной коры в силурийский период	209
1. Органический мир и руководящие ископаемые силура	209
2. Геосинклинальные зоны Евразии	215
3. Русская платформа	224
4. Сибирская платформа	226

	<i>Стр.</i>
5. Китайская платформа	228
6. Гондванская глыба	228
7. Северная Америка	229
8. Общие черты палеогеографии и движений земной коры за силурийский период	235
9. К вопросу о вымирании органических форм в силурийском периоде	236
Глава X. Общие вопросы истории каледонского тектонического этапа	238
1. Основное содержание и результаты геологических событий каледонского этапа	238
2. Общая схема движений земной коры в течение каледонского тектонического этапа	241
3. Основные черты геосинклинального режима	243
4. Основные черты платформенного режима	246
5. Климаты каледонского этапа	248
6. Особенности осадконакопления в каледонский тектонический этап	249

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
166	4 строка снизу в подписях к рис. 40	Грамнианской	Грампианской
199	в подписи к рис. 47	Oenellus	Olenellus

Н. М. Страхов, Историческая геология, ч. I

Зак. 1078

Редактор А. В. Пейве

Техн. редактор А. И. Красновская

Сдано в набор 8/VIII 47 г.

Подписано в печать 1/XI 48 г.

Формат 70×92¹/₁₆

Объем 16 печ. л. Уч. изд. л. 21,5

А-08631 Тираж 15 000 Заказ № 353

Цена 12 р. 70 к. Карты 4 р. 80 к.

Набрано в 1-й типографии Госгеолыздата, 2-я Мещанская ул., д. 97

Отпечатано в тип. Металлургиздата, Москва, Цветной бульвар, 30 Зак. 1078

Sp. 502

8564

9460